

# DP 613

REGION DU SUD-EST DES CANTONS DE L'EST - RAPPORT INTERIMAIRE

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



MINISTÈRE  
DES RICHESSES  
NATURELLES

DIRECTION GÉNÉRALE  
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

REGION DU SUD-EST DES CANTONS DE L'EST

S. CHEVE

Rapport intérimaire

GOUVERNEMENT DU QUEBEC

MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES  
Direction générale de la Recherche  
géologique et minérale

REGION DU SUD-EST  
DES CANTONS DE L'EST

Rapport intérimaire

par

S. Chevé

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	
Généralités . . . . .	1
Situation géographique et accès . . . . .	2
Travaux antérieurs . . . . .	3
Travaux sur le terrain . . . . .	4
GEOGRAPHIE PHYSIQUE ET HUMAINE	
Physiographie . . . . .	5
Drainage . . . . .	6
Végétation . . . . .	10
Ressources . . . . .	11
LITHOSTRATIGRAPHIE	
Généralités . . . . .	14
Séquence stratigraphique . . . . .	15
Aperçu historique . . . . .	15
Tableau des formations . . . . .	17
Description des formations . . . . .	19
Formation de la rivière Arnold . . . . .	19
Formation de Dixville . . . . .	28
Formation de Seboomook . . . . .	46
Formation de Compton . . . . .	47
Formation de Frontenac . . . . .	48
Les roches ignées . . . . .	52
METAMORPHISME	
Métamorphisme régional . . . . .	58
Métamorphisme de contact . . . . .	59
GEOLOGIE STRUCTURALE	
Structures mineures . . . . .	61
Structures majeures . . . . .	62
Les plis . . . . .	62
Les failles . . . . .	66
GEOLOGIE ECONOMIQUE	
Les gisements et indices minéralisés de la rivière Clinton	68

	<u>Page</u>
Les placers aurifères . . . . .	75
L'amiante . . . . .	76
REFERENCES . . . . .	77

### ILLUSTRATIONS

#### FIGURE

1 - Coupe lithostratigraphique simplifiée . . . . .	18
---	----

#### CARTE

Géologie de la région de Lac-Mégantic - Chartierville - 1:50 000

## INTRODUCTION

### GENERALITES

Depuis les débuts de sa colonisation, il y a un peu plus d'un siècle, la région (1) de Lac-Mégantic a attiré l'attention de nombreux prospecteurs et géologues. Amorcé et entretenu jusque vers 1930 par la fièvre de l'or, l'intérêt géologique s'est ravivé vers 1950 suite à la découverte d'un petit gisement de sulfures de cuivre à environ 3 km au sud du village de Piopolis. Depuis, associés au même horizon de roches volcaniques, quatre autres indices de sulfures massifs cupro-zincifères ont été découverts; l'un d'eux fut exploité pendant environ 18 mois, de 1973 à 1975.

Dès lors, ces découvertes rendaient souhaitable l'évaluation du potentiel métallifère de la région de Lac-Mégantic, plus particulièrement celui des roches volcaniques qui forment dans cette région deux bandes sub-parallèles et presque continues, de direction nord-est-sud-ouest. Tel est l'objectif du projet formulé en 1974 par le ministère des Richesses naturelles du Québec. Pour y répondre, le problème posé présente deux aspects:

---

(1) Le terme de "région accompagné ou non du vocable " de Lac-Mégantic" indique la superficie définie au paragraphe "situation géographique et accès" et représentée sur la carte géologique qui accompagne ce rapport.

- \* un aspect tectono-stratigraphique: dans une région où les corré-  
lations stratigraphiques, la tectonique et l'âge des formations  
sont encore fort controversés, les cadres stratigraphique et  
tectonique des roches volcaniques et des roches sédimentaires  
et intrusives encaissantes doivent être précisés.
- \* un aspect métallogénique: la nature et l'environnement des in-  
dices et gîtes minéralisés connus doivent être analysés afin de  
prévoir, dans les limites du possible, les zones métallifères po-  
tentielles.

Ce sont ces aspects du problème qui ont guidé nos travaux de cartographie dans la région de Lac-Mégantic au cours des trois campagnes estivales de 1974, 1976 et 1977 dont le lecteur trouvera les premiers résultats dans ce rapport. Nous y avons essentiellement développé l'aspect tectono-stratigraphique et les grandes lignes de l'aspect métallogénique. Ce dernier, accompagné des résultats de la campagne de l'été 1978, fera l'objet d'un rapport subséquent.

#### SITUATION GEOGRAPHIQUE ET ACCES

La région cartographiée se situe, à vol d'oiseau, à environ 160 km au sud-sud-est de Québec et 210 km à l'est de Montréal, près de la frontière du Québec et des Etats-Unis.

Sur les cartes topographiques de La Patrie (21 E/6), Woburn (21 E/7), Mégantic (21 E/10) et Scotstown (21 E/11), la région examinée est limitée à l'ouest par la longitude  $71^{\circ}17'$ , au nord-ouest, par les routes rurales rejoignant les villages de La Patrie - Notre-Dame-des-

Bois-Val-Racine puis par le cours des rivières Victoria et Chaudière, au nord par la latitude  $45^{\circ}40'$ . A l'est, au sud-est et au sud, elle s'appuie sur la frontière internationale des Etats du Maine et du New-Hampshire, sur une distance d'environ 150 km. Ainsi délimité, le territoire cartographié occupe une superficie d'environ  $900 \text{ km}^2$  et comprend les cantons de Woburn, Clinton, Louise, Ditchfield et des parties des cantons de Chesham, de Spalding, de Ditton et d'Emberton, dans le comté de Mégantic-Compton.

La région est facilement accessible par la route à partir des villes de Québec et de Montréal dont elle est distante respectivement de 175 et 250 km. La ville de Lac-Mégantic, approximativement au centre de la région, est en outre quotidiennement reliée à Montréal par un service ferroviaire de passagers et de marchandises.

#### TRAVAUX ANTERIEURS

La région de Lac-Mégantic a fait l'objet de quelques travaux dans le passé. Les plus anciens, ceux de Logan (1849/1850), Hunt (1854), Ellis (1887) et Dresser (1902/1903) ont été résumés dans le rapport géologique de Marleau (1968). Les rapports les plus récents qui traitent de la géologie de certains secteurs de notre territoire sont ceux de McGerrigle (1934), Lord (1938) et Marleau (1968).

McGerrigle, dont le but était d'étudier les gisements d'or alluvionnaire, cartographia les cantons de Chesham, Ditton et Emberton. La géologie du canton de Marston et des parties occidentales des cantons de

Ditchfield et Spalding a été dressée par Lord alors que Marleau établissait celle des régions frontalières du sud-est et de l'est.

#### TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Les routes, les principaux cours d'eau et des cheminements à la boussole et au pas, sensiblement nord-ouest-sud-est et espacées de 300 m à 600 m, ont été les principaux moyens de pénétration de cette région recouverte, à quelques exceptions près, d'une végétation hospitalière. Un réseau de routes et chemins relativement dense, la frontière internationale avec ses poteaux frontaliers et l'utilisation de photographies aériennes au 1/40 000, et accessoirement, au 1/15 840 ou au 1/10 000, ont contribué à une bonne localisation de l'emplacement des affleurements.

La densité des affleurements est très variable d'un endroit à l'autre. Très denses sur les sommets et les versants des collines frontalières, ils s'avèrent beaucoup moins nombreux et de petite dimension dans la plaine, en raison du drift glaciaire qui la recouvre. Aussi, pour remédier partiellement à ce fait, nous avons effectué une centaine de kilomètres de relevé magnétique le long des principales routes en vue de préciser les contacts des formations volcaniques.

## GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET HUMAINE

### PHYSIOGRAPHIE

Shilts (1973) identifie 7 zones physiographiques dans le sud-est de la province de Québec. Quatre d'entre elles recouvrent en partie notre territoire; ce sont, d'ouest en est: les Collines de la Chaudière (1), les Hautes-terres du lac du Portage, les Montagnes Frontalières et le Bassin du lac aux Araignées qui, dans notre région, chevauche les deux dernières divisions précédemment mentionnées.

Les Collines de la Chaudière présentent un terrain faiblement ondulé où les dénivelés maxima sont de l'ordre de 50 m à 75 m dans une région où l'altitude varie entre 270 m et 500 m. Dans cette zone aplaniée par les glaciers, l'épaisseur du drift glaciaire est importante, atteignant dans certaines dépressions plus de 75 m. Les affleurements sont rares et généralement de mauvaise qualité.

Les Hautes-terres du lac du Portage offrent un paysage plus raboteux et plus accidenté. Des dénivelés de 100 m à 150 m caractérisent cette région où les altitudes oscillent entre 500 m et 650 m. Les collines, isolées ou groupées en chapelets de quelques unités, s'étirent parallèlement à la structure régionale nord-est - sud-ouest. La couverture glaciaire est peu épaisse; la densité d'affleurements reste toutefois faible, ces derniers se concentrant surtout dans la région sommitale des collines.

---

(1) Traduction de l'auteur des termes physiographiques anglais utilisés par Shilts (1973).

Les Montagnes Frontalières, encore appelées "chaîne de Lac-Mégantic" (Marleau, 1968) ou "les monts Mégantic" (Bostoch, 1969) chevauchent la frontière canado-américaine et constituent le prolongement vers le nord-est des Montagnes Blanches (White Mountains) de la Nouvelle Angleterre. Cette zone est caractérisée par des pentes abruptes et des sommets élevés; parmi les principaux citons: le mont Ben Durban (900 m), la montagne de Marbre (914 m), le Saddle Hill (973 m), le mont Scotch (800 m), le mont Louise (753 m), le mont Pisgah (1013 m), le mont Flat Top (800 m), le mont Round Top (700 m), le mont Frontenac (693 m) et le massif du mont Gosford qui, avec ses 1183 m d'altitude, constitue le point culminant du sud-est du Québec. L'épaisseur du till glaciaire est restreinte et permet une bonne exposition des roches sous-jacentes. Sur les collines sommitales du massif du mont Gosford, les affleurements sont toutefois de médiocre qualité en raison de leur démantèlement par gélifraction. Les pentes les plus abruptes sont en outre souvent démunies d'affleurements; elles sont recouvertes d'une épaisse couverture de cailloux et de blocs, qui résulte fort probablement d'éboulis de pente maintenant stabilisés et envahis par la forêt.

Le bassin du lac aux Araignées est une région plate de faible altitude (400 m à 500 m), au manteau glaciaire, généralement épais, recouvrant une intrusion de roches granitiques. Les affleurements sont très dispersés et de qualité médiocre.

#### DRAINAGE

Le lac Mégantic constitue l'élément hydrologique le plus impor-

tant de notre région. D'une longueur et d'une largeur respectivement d'environ 16 km et 1.5 km, ce lac offre, dans son ensemble, un littoral au profil régulier; la baie Victoria et quatre petites échancrures de quelque 200 m à 500 m de profondeur en sont les seuls accidents notables sur ses rives occidentales. Le lac Mégantic se déverse vers le nord dans la rivière Chaudière.

A l'est du lac Mégantic, dans le canton de Ditchfield, le lac aux Araignées, avec ses 8 km<sup>2</sup> de superficie, est le second élément hydrologique de la région. Son littoral plus accidenté est profondément échancré au nord et à l'ouest par quatre baies étroites (250 m à 500 m) et allongées (1 km à 2 km). Ses eaux sont peu profondes. Il s'écoule dans le lac Mégantic par l'intermédiaire d'un petit lac marécageux, le lac des Jones.

Quelques petits lacs mineurs doivent leur existence à des dépressions dans le drift glaciaire ou encore à des barrages naturels créés par ce dernier. Parmi les plus importants en superficie, citons: le lac Clinton, le lac Dubuc, le lac de la Vase, l'étang du Castor et le marécage Arnold.

Les cours d'eau de la région alimentent deux bassins hydrographiques, les bassins de la rivière Chaudière et de la rivière St-François.

Environ les trois quarts de notre territoire appartiennent au bassin supérieur de la rivière Chaudière. Quatre rivières majeures et leurs tributaires y assurent l'écoulement des eaux: d'une part, les rivières Arnold, aux Araignées et Victoria qui convergent vers le lac Mégantic, d'autre part, la rivière Chaudière dont le cours prend naissance à l'exutoire de ce même lac.

La rivière Arnold pénètre dans le lac Mégantic à son extrémité sud après un cours d'environ 30 km. Elle est surtout approvisionnée par les eaux de ruissellement du massif du mont Gosford. Son principal tributaire (rive gauche), la rivière Clinton, s'y jette quatre kilomètres en amont de son embouchure. Les deux cours d'eaux viennent alors de pénétrer dans une région marécageuse et hostile qui se développe, sur une dizaine de kilomètres carrés, à la tête du lac Mégantic; leur cheminement devient très méandrique et les délaissés sont nombreux.

La rivière aux Araignées et ses affluents drainent une région plate et humide, alimentée par des eaux torrentielles intermittentes qui dévalent les pentes abruptes des collines frontalières dont les sommets culminent entre 750 m et 1075 m. Son embouchure dans le lac aux Araignées est précédée d'une zone marécageuse quasi-impénétrable où son cours suit de nombreux méandres.

Après un cours nord-est d'une vingtaine de kilomètres, la rivière Victoria, qui limite partiellement notre territoire dans sa partie nord-ouest, se jette dans le lac Mégantic au fond de la baie Victoria. Son alimentation est assurée par les eaux qui, à sa source, dévalent le flanc nord-est du mont Mégantic et par ses affluents surtout localisés sur son versant gauche, qui drainent une superficie d'environ 70 km<sup>2</sup> de la zone physiographique des Collines de la Chaudière.

La rivière Chaudière draine les eaux du bassin versant du lac Mégantic vers le fleuve St-Laurent. Son cours très sinueux et méandrique occupe une large vallée sablonneuse dont le versant droit constitue la limite nord-ouest de notre territoire. Avant de le quitter, elle reçoit à sa droite la rivière Nebnellis qui, avec son affluent, la rivière

Kokombis, assure l'écoulement des eaux du nord-est de la région.

Dans le bassin de la rivière St-François, l'égouttement se fait, dans le sud-ouest de notre territoire, par la rivière aux Saumons et ses principaux tributaires, les rivières Ditton et Chesham.

Des pieds de la montagne de Marbre où elle prend sa source, la rivière aux Saumons se dirige ouest-nord-ouest vers le village de La Patrie. Au-delà, elle suit un cours nord-nord-est pour se jeter dans la rivière St-François en aval du village de Weedon.

Peu avant La Patrie, la rivière aux Saumons reçoit, à droite, la rivière Chesham qui draine les flancs sud-est et est du mont Mégantic et, à gauche, la rivière Ditton qui, du sud, avec son affluent le ruisseau Mining, collecte les eaux des contreforts des collines frontalières.

Un drainage dendritique caractérise l'ensemble de la région de Lac-Mégantic. Localement, cependant, quelques petites anomalies peuvent être observées; nous en avons dénombré trois:

- \* Sur les flancs du mont Mégantic, les tributaires droits de la rivière Chesham et les ruisseaux du cours supérieur de la rivière Victoria dessinent un patron de drainage radial.
- \* Dans la région de Piopolis, les rivières et ruisseaux qui alimentent directement ou indirectement l'ouest et le sud-ouest du lac Mégantic définissent un drainage parallèle. Ce dessin dépasse largement notre région et s'étend aux affluents rive gauche des rivières Victoria et Chaudière. L'écoulement sud-est des cours d'eau se fait, parallèlement à la direction des stries glaciaires observables dans cette région, sur les affleu-

rements. Le contrôle glaciaire ne semble donc faire aucun doute d'autant plus que cette région est recouverte de drift et que la structure géologique sous-jacente est nord-est-sud-ouest.

- \* Au nord-est du Saddle Hill, le cours supérieur de la rivière Clinton présente un dessin de drainage angulaire sur une superficie d'environ 15 km<sup>2</sup>. Ce dernier est surtout observable sur les photographies aériennes. La stratification, les diaclases et quelques petites failles sont les éléments qui le contrôlent.

### VEGETATION

La forêt décidue du domaine de l'érablière à bouleaux jaunes caractérise le type de végétation que nous retrouvons sur environ 70% des terres de la région de Lac-Mégantic. Les différentes variétés d'érables (érable à sucre, érable rouge, érable argenté, érable de Pennsylvanie, érable à épis) constituent les espèces dominantes de cette forêt. De nombreuses autres essences d'arbres et d'arbustes à feuilles caduques les complètent. Le bouleau (bouleau jaune, bouleau blanc, bouleau glanduleux), le peuplier faux-tremble, le cerisier tardif, l'orme, le frêne, le saule, le noisetier, le sureau rouge sont parmi les plus fréquentes. Une grande variété de plantes herbacées tapisse le sous-bois et rend particulièrement attrayante une promenade forestière à la fin du printemps et au début de l'été; parmi ces espèces, citons le trille ondulé, la trientale boréale, la médéole, la clintonie boréale, le ma<sup>l</sup>enthème du Canada, les quatre - temps et quelques rares spécimens de sabot de la vierge. Les cours d'eau

qui cheminent à travers cette forêt sont parfois bordés d'une aulnaie dont la zone d'influence est conditionnée par l'importance du ruisseau; exception faite de certains tronçons plus humides et marécageux, cette zone d'influence excède rarement une dizaine de mètres.

Les conifères ne sont pas totalement absents. Une forêt mixte, où décidus (bouleaux blancs et bouleaux jaunes surtout) et conifères se mélangent dans des proportions variables, se développe sur les collines les plus élevées (le Saddle Hill, les monts Ben Durban, Scotch, Flat Top, Round Top, Frontenac). Selon que l'une ou l'autre des espèces domine; c'est le domaine de la bétulaie jaune à sapin ou de la sapinière à bouleau jaune. Le domaine de la forêt coniférienne se rencontre rarement, il forme de petits îlots de quelques dizaines ou centaines de mètres de diamètre au sommet des plus hautes collines. Les sommets à plus de 1000 m d'altitude du massif du mont Gosford en constituent la zone la plus étendue (environ 8 km<sup>2</sup>). Dans ces régions montagneuses où dominent les conifères, la petite flore forestière, moins abondante, est surtout représentée par l'oxalide de montagne.

Les conifères sont aussi présents dans les dépressions humides et tourbeuses, autour des régions marécageuses et des lacs. Les essences qu'on y trouve sont surtout le thuya (cèdre), le mélèze, l'épinette noire et quelques beaux spécimens de sapin baumier.

#### RESSOURCES

Dans cette région du sud-est du Québec, l'industrie forestière,

l'agriculture et le tourisme sont les principaux éléments de l'économie. La ville de Lac-Mégantic, à l'extrémité nord du lac du même nom, en est le centre commercial et industriel le plus important.

Dans une région couverte à 90% par une forêt aux espèces si variées, l'industrie forestière et ses dérivés constituent l'élément moteur de l'économie. Depuis les premiers temps de la colonisation, presque toute la région a déjà vu passer au moins une fois la hache et le "sciotte" du bûcheron. L'abattage se fait maintenant par cycles et utilise des techniques modernes qui, malheureusement, ne sont pas toujours sans créer des problèmes d'environnement. Cependant, le bois exploité sur le sol de notre territoire ne suffit pas à alimenter l'industrie régionale; une grande quantité doit, en effet, être importée des états limitrophes des Etats-Unis, le Maine et le New-Hampshire. Les scieries de Woburn, Lac-Mégantic et La Patrie transforment la plus grande partie du bois qu'elles reçoivent en bois d'oeuvre et de construction, accessoirement en bois de placage ou de contre-placage. Très peu de bois est dirigé vers l'industrie de la pâte à papier. Quelques petites manufactures et entreprises artisanales vivent aussi de l'industrie du bois; parmi les produits manufacturés, citons des portes et châssis, des épingles à linge, des cure-dents à Lac-Mégantic, des bardeaux et des lattes, des métiers à tisser à Woburn, des guitares à La Patrie.

L'agriculture est localisée. Les principaux centres sont: la vallée de la rivière Chaudière, la périphérie du lac Mégantic, le cours moyen de la rivière Arnold et la petite plaine alluviale aux confluent des rivières aux Saumons, Chesham et Ditton. Cette agriculture est surtout tournée vers l'élevage de vaches laitières. L'élevage ovin subsiste dans quelques fermes de la région de Piopolis. La culture est essentiel-

lement fourragère et destinée à la nourriture des animaux. La superficie occupée par les cultures céréalières est infime. L'exploitation traditionnelle, dans les Cantons de l'Est, de l'érable à sucre est une exploitation familiale. La vente des produits de l'érable constitue un revenu d'appoint en une période où l'activité laitière est restreinte.

En dehors des entreprises et manufactures liées directement ou indirectement à l'industrie forestière ou à l'agriculture, le domaine manufacturier est presque inexistant. Seuls des ateliers de confection et une manufacture de voiliers en fibre de verre à Lac-Mégantic retiennent l'attention.

Le tourisme tient un rôle non négligeable et croissant dans l'économie de cette région attrayante et très hospitalière. Les possibilités de loisirs sont variées: plaisirs de la chasse au petit gibier (perdrix et lièvre) ou au gros gibier (orignal, chevreuil, ours), plaisirs de la pêche sportive sur les différents lacs et dans les nombreux cours d'eau qui sillonnent la région, loisirs aquatiques sur le magnifique plan d'eau de 25 km<sup>2</sup> que constitue le lac Mégantic, sports d'hiver grâce aux nombreux sentiers de ski de fond et de motoneige aménagés par les clubs locaux, sans oublier, depuis le début de l'été 1978, l'attrait représenté par l'observatoire astronomique au sommet du mont Mégantic.

## LITHOSTRATIGRAPHIE

### GENERALITES

La région de Lac-Mégantic se situe structuralement entre le synclorium de "Gaspé - Connecticut Valley" et l'anticlinorium des "Boundary Mountains" défini par Cady (1960). Plus localement, Marleau (1968) propose l'existence d'une structure synclinale, le synclorium de Frontenac qui, sur le flanc ouest de l'anticlinorium des "Boundary Mountains", serait le pendant du synclorium de "Mose River" (Boncot, 1961, 1969).

La présence du synclorium de Frontenac, tel que défini et localisé, entre en conflit avec quelques-unes de nos observations. En effet, une structure anticlinale a pu être mise en évidence dans la bande est des roches vertes, ce qui confirme la structure proposée par Harwood (1969). Dans son interprétation, Marleau considère ces roches comme une séquence homoclinale sur le flanc est du synclorium de Frontenac.

A l'exception de la formation de la Rivière Arnold, précambrienne, les roches qui affleurent dans la région de Lac-Mégantic sont du Paléozoïque. Les roches sédimentaires des formations de Dixville, Frontenac, Seboomook et Compton en sont la principale composante. Elles sont représentées par des schistes ardoisiers, des métawackes quartzifères, feldspathiques ou arkosique et quelques méta-arénites. Deux niveaux majeurs, subparallèles, de roches volcaniques de direction nord-est-sud-ouest s'intercalent dans ces sédiments. Les métavolcanites de la rivière Clinton, à l'est, sont rattachées à la formation de Dixville alors que la bande occidentale, les métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville, a été assignée à la formation de Frontenac.

Toute une gamme de roches forme les différentes intrusions de la région. L'intrusion granitique du lac aux Araignées, centrée sur le lac du même nom, est de beaucoup la plus importante. Une intrusion gabbro-dioritique affleure à la frontière internationale, au sommet du Saddle Hill et de la montagne du Marbec. Des amas lenticulaires de roches ultramafiques serpentinisées pointent le long de deux axes distincts: l'un de direction nord-est-sud-ouest sur le flanc est du Saddle Hill, l'autre, nord-ouest-sud-est, au contact sud de la formation de la rivière Arnold (sud du mont Gosford). De nombreux filons-couches gabbroïques s'intercalent dans les roches sédimentaires et volcaniques du Frontenac. Des dykes basiques, enfin, recoupent l'ensemble des roches des formations présentes dans notre région.

#### SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE

##### Aperçu historique

Depuis les premiers travaux rapportés par W.E. Logan dans le rapport de progrès pour l'année 1849-1850, la séquence stratigraphique de la région de Lac-Mégantic a subi de nombreuses et, parfois, de profondes modifications (Hunt, 1854; Ellis, 1887; Dresser, 1903, 1906), imputables le plus souvent à la nature des travaux (levés de reconnaissance à petite échelle) et aux corrélations stratigraphiques à longue distance. McGerrigle (1934), intéressé surtout à l'étude des gîtes d'or alluvionnaire des cantons de Ditton et Chesham, cartographia aussi les roches sous-jacentes. Ce travail marque le début des premiers levés de carto-

graphie détaillée dans la région. Lord (1938) et Faessler (1939) ont étudié respectivement les régions de Mégantic-ouest et les cantons de Risborough-Marlow. Le travail le plus important a été réalisé par R.A. Marleau qui, au cours des étés 1956 et 1957, a cartographié les régions de Woburn, Mégantic-est et Armstrong, couvrant ainsi une superficie d'environ 1300 km<sup>2</sup>. L'ampleur de ce travail ne réside pas uniquement dans la superficie cartographiée mais aussi dans la nature des informations lithologiques, stratigraphiques et structurales traitées par l'auteur. La publication de ses travaux (Marleau, 1957, 1958, 1959 et 1968) a été sans aucun doute à l'origine des nombreuses campagnes de prospection minière entreprises dans la région, campagnes qui ont conduit à la découverte d'indices minéralisés cuprifères, au début des années 1960, et des gîtes de la Clinton Copper Mines, en 1969.

La géologie structurale, ainsi que la stratigraphie, a été diversement interprétée. La disparité des affleurements et, souvent, leur mauvaise exposition, la lithologie (turbidites), l'absence d'horizons repères, l'intense plissement, l'âge assigné aux différentes formations à travers des corrélations à longue distance, voilà autant de facteurs responsables de cet état de fait. Ainsi, le choix d'une hypothèse structurale contrôle la séquence lithostratigraphique et vice et versa.

Les géologues qui ont abordé l'étude de la région de Lac-Mégantic ont proposé deux styles structuraux. La présence d'une structure anticlinale (anticlinal ou anticlinorium) a retenu l'attention jusqu'aux travaux de Marleau. Ce dernier, au contraire, suppose une structure synclinale, le synclinorium de Frontenac, comme élément structural majeur de la région; Marleau s'appuie alors sur la distribution

parallèle de deux bandes de roches volcaniques dans lesquelles il a pu déterminer la polarité de coussinets en une douzaine de localités.

#### Tableau des formations

Depuis les travaux de Marleau, la cartographie entreprise par les géologues américains dans les régions adjacentes des états du Maine et du New-Hampshire (Hatch, 1963; Green, 1968; Boone *et al.*, 1970; Albee et Boudette, 1972; Harwood, 1973) et les observations que nous avons pu faire dans la région de Lac-Mégantic au cours des étés 1974, 1976 et 1977 nous obligent, ici, à modifier partiellement la séquence stratigraphique proposée par Marleau (1959, 1968). Ces modifications résultent de deux faits majeurs qui seront développés ultérieurement:

- 1) l'âge précambrien attribué au "Complexe de soubassement" par datations isotopiques,
- 2) la structure anticlinale mise en évidence dans les métavolcanites de la rivière Clinton.

De ces deux faits, le deuxième est celui dont les répercussions sur les relations stratigraphiques de la région sont les plus importantes. Cette structure anticlinale constitue en effet le prolongement nord-est du "Second Lake Anticline" de Harwood (1969) dont le coeur est essentiellement composé de roches vertes et de schistes ardoisiers noirs, datés de l'Ordovicien moyen à partir de critères paléontologiques et stratigraphiques locaux et corrélés avec la formation de Dixville. Ainsi, dans la mesure où nous considérons la formation de Frontenac d'âge Dévonien, les métavolcanites de la rivière Clinton doivent en être séparées et être rattachées à la formation de Dixville avec les métasédiments

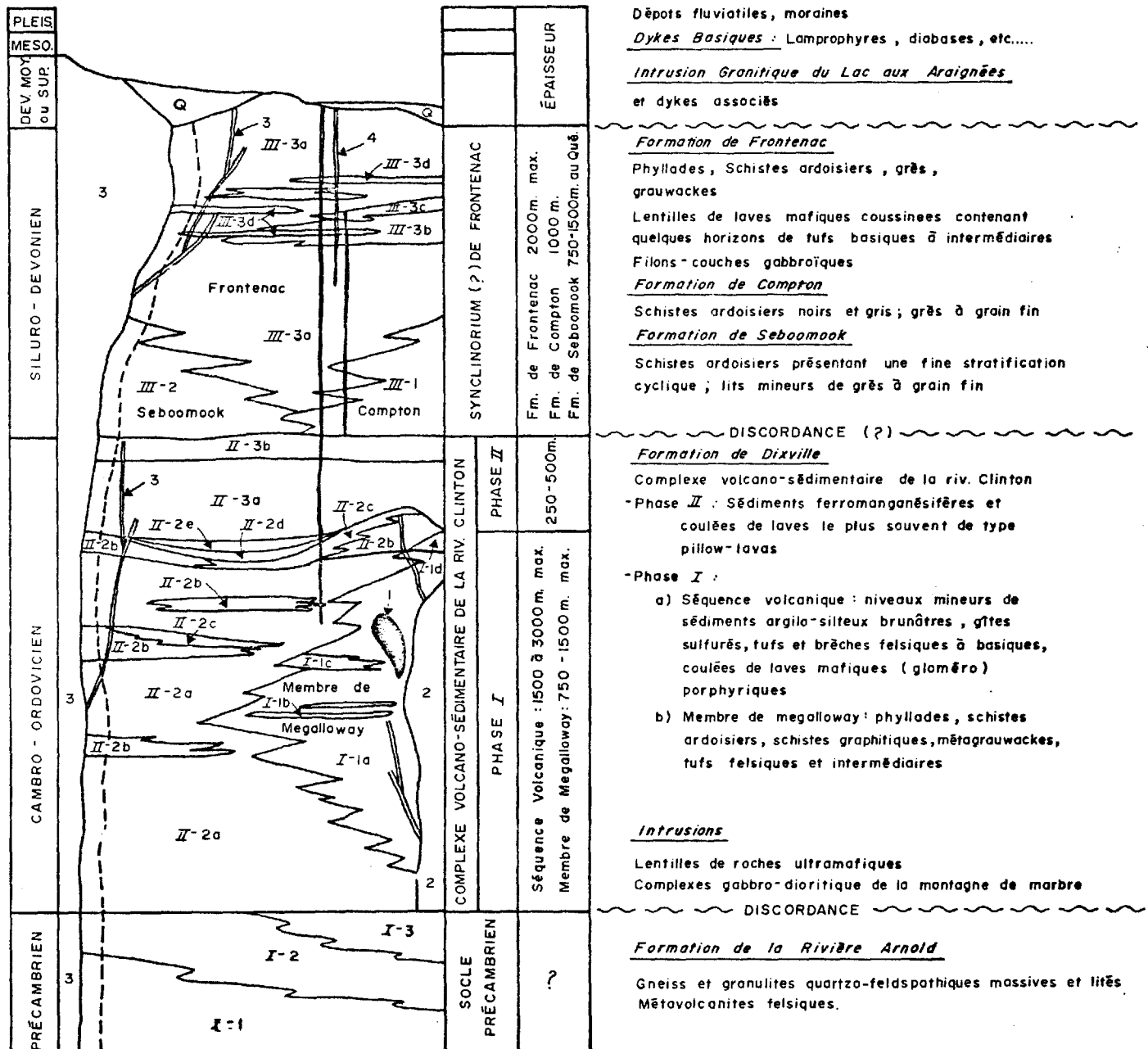


FIGURE 1 - Coupe lithostratigraphique simplifiée.

\*\*\* Pour les symboles, consulter la carte géologique qui accompagne le rapport.

présents au coeur de la structure. L'âge des serpentinites intrusives des cantons de Woburn et Chesham apparaît donc pré-taconique, ce qui concorde avec l'âge pré-silurien attribué aux autres roches ultramafiques des Cantons de l'Est. Le même âge est probable pour l'intrusion gabbro-dioritique de la montagne de Marbre. C'est dans cet esprit que nous avons été amené à présenter la séquence lithostratigraphique qui apparaît à la figure 1.

#### DESCRIPTION DES FORMATIONS

##### Formation de la rivière Arnold

Le nom de cette formation a été proposé par Marleau (1959) pour décrire un ensemble de métagrès cristallins, gris à gris sombre.

La région que nous avons cartographiée jusqu'à présent ne couvre que la partie la plus méridionale de cette formation, séparée en deux par le granite du lac aux Araignées. Toutefois à la lumière des quelques renseignements que nous possédons dans les cantons de Louise et Ditchfield, il semble que ces deux zones soient reliées par un isthme étroit, nord-est-sud-ouest, d'environ 1 km de large, reliant les monts Louise et Flat Top.

La lithologie de la formation de la rivière Arnold est variée. Trois unités lithostratigraphiques ont pu être définies et cartographiées sur le terrain:

- des gneiss et granulites quartzofeldspathiques massifs;

- des gneiss et granulites quartzofeldspathiques lités et laminés ;
- des métavolcanites felsiques.

Les gneiss et granulites quartzofeldspathiques massifs sont des roches homogènes, gris clair à blanchâtres en surface altérée, gris moyen à gris foncé en cassure fraîche, caractérisées par la présence de nodules de quartz et de fragments lithiques sédimentaires, volcaniques et plutoniques.

La matrice de ces particules montre, au microscope, un assemblage à texture granoblastique de feldspaths séricitisés (45 à 50%), de quartz (30 à 35%), de biotite lixiviée (10%), de chlorite (2 à 3%), de muscovite (2 à 3%) et de minéraux accessoires tels le zircon, le sphène, le leucoxène, les carbonates et les minéraux opaques (oxydes de fer probablement). Les grains de quartz sont xénomorphes et équidimensionnels; leur diamètre varie de 0.15 à 0.40 mm. Ils présentent des contacts irréguliers et lobés, rarement droits ou incurvés. Les feldspaths sont tous fortement séricitisés et peuvent difficilement être identifiés. Il s'agit essentiellement de plagioclases et peut-être, aussi, de feldspaths alcalins dans la mesure où nous sommes sûrs d'avoir observé des macles de Carlsbad. Les grains hypidiomorphes montrent des contacts rationnels droits qui définissent plus ou moins des formes prismatiques de 0.4 à 1 mm de côté. La biotite, brun verdâtre à incolore en lumière naturelle, se présente en amas lamellaires de 0.15 à 0.20 mm. Dans certains spécimens, elle est engagée dans un processus de chloritisation plus ou moins avancé, caractérisé par l'exsudation de minéraux opaques et l'alternance de lamelles de biotite et de chlorite. Des lamelles de séricite ou des chaînes de grains de sphène-leucoxène vien-

ment parfois se substituer ou s'ajouter à la chlorite lors de cette néoformation. On observe, en outre, de la muscovite en amas lamellaires (0.2 à 0.4 mm) et de la chlorite sous forme de petites plages irrégulières de quelques centaines de microns, isolées ou associées à la biotite. Le zircon se retrouve sur toutes les lames minces, soit en inclusions de quelques microns, bordées d'une auréole pléochroïque brune dans la biotite et la chlorite, soit en gros grains détritiques arrondis à subautomorphes, parfois fracturés, d'une centaine de microns, disséminés dans la roche.

Homogène à l'échelle de l'affleurement, la roche n'en présente pas moins des variations pétrologiques tant dans sa composition que dans sa granulométrie. Si, d'un endroit à l'autre, la minéralogie et le pourcentage de phyllosilicates restent à peu près constants, des fluctuations importantes peuvent se produire dans les quantités de quartz et de feldspaths. En effet, dans certains cas, le pourcentage de quartz peut atteindre 65 à 70%, alors que, parallèlement, celui de feldspath diminue jusqu'à 10 à 15%. Granulométriquement, les variations sont de deux ordres: taille absolue et distribution granulométrique des grains. Il existe des variétés à grain fin où quartz et feldspaths ne dépassent pas 0.15 à 0.20 mm et des variétés grossières où ces mêmes minéraux peuvent atteindre 1 à 2 mm. La distribution granulométrique, généralement unimodale, devient parfois bimodale. Ainsi, une matrice quartzofeldspathique à grain fin (0.15 à 0.20 mm) peut montrer 10 à 20% de ses grains dans des tranches granulométriques plus élevées (0.4 à 0.6 mm). Cette bimodalité affecte surtout le quartz qui se présente alors en gros grains xénomorphes isolés ou en groupes de deux à trois individus;

ce phénomène peut représenter des relations texturales sédimentaires primaires ou être relié aux effets de la recristallisation.

Cailloux et galets (10% environ, en moyenne) caractérisent cette granulite quartzofeldspathique massive. La nature de ces particules est variée; nous distinguons, en effet, des agrégats micacés, des nodules de quartz et des fragments lithiques. Les agrégats micacés, sombres, composés de chlorite et/ou biotite sont omniprésents. Ils sont légèrement étirés (0.5 à 3 cm) et leurs contours le plus souvent diffus confèrent à la roche une foliation très grossière. Une gradation existe entre ces particules et des particules subanguleuses, aux contours nets, de taille semblable, mais dans lesquelles on peut observer une foliation dont l'attitude diverge d'un élément à l'autre et diffère de la gneissosité régionale. Il semble donc que la plupart sont des fragments lithiques péli-  
tiques métamorphisés qui, dans certains cas, ont été en partie digérés lorsque la roche a atteint le faciès des granulites. Les nodules de quartz, blanc laiteux, subsphériques à ovoïdes, atteignent généralement 1 à 3 cm de diamètre; cependant, des nodules de 5 à 10 cm ne sont pas rares. Leur origine sédimentaire clastique est probable; toutefois, certains d'entre eux, particulièrement ceux qui présentent des formes irrégulières plus ou moins lenticulaires, pourraient être le résultat d'exsudations métamorphiques. Les fragments lithiques montrent des variations tant dans la taille que dans la composition. En effet, ce sont des fragments de roches sédimentaires (90%), volcaniques (8%) et plutoniques (2%) dont la taille varie généralement de 5 à 25 cm, avec une moyenne d'une dizaine de centimètres. Des recristallisations de quartz soulignent très souvent les contours et structures litées, voire plissotées, des fragments sédimen-

taires. Là encore, il ne fait aucun doute qu'il s'agit de structures acquises avant la déposition puisqu'elles varient d'une particule à l'autre et divergent de la foliation régionale.

La composition minéralogique et la présence constante de fragments grossiers témoignent d'une origine sédimentaire pour les granulites quartzofeldspathiques massives. Dans la mesure où les phyllosilicates présents (muscovite, chlorite et biotite) résultent du métamorphisme d'un matériel primaire argileux et où leur pourcentage n'a pas été substantiellement modifié au cours de ce processus, la roche est, selon la classification de Gilbert, une métawacke arkosique (ou feldspathique) conglomératique.

Quoiqu'aucune étude précise dirigée en ce sens n'ait été réalisée sur le terrain, la distribution géographique des particules dans les granulites quartzofeldspathiques ne semble pas quelconque. Trois faits retiennent notre attention:

- 1) Le pourcentage de fragments décroît d'est en ouest. Ainsi, dans la région frontalière, entre les bornes 434 et 436 et au sud-ouest du mont Louise, par exemple, ce pourcentage atteint respectivement 25 à 30% et 15 à 20%. Vers l'ouest, cette quantité diminue progressivement pour n'atteindre que 5 à 10%.
- 2) Les fragments lithiques dominent nettement les deux autres types de particules— nodules de quartz (5%) et agrégats micacés (3-5%)— dans les faciès les plus conglomératiques. Leur pourcentage diminue vers l'ouest où ils n'apparaissent qu'occasionnellement. Parallèlement, l'abondance des nodules de quartz décroît légèrement (2-5%) alors que celle des agrégats micacés reste cons-

tante.

- 3) Vu ce qui précède, il s'ensuit que, puisque les fragments lithiques sont les plus gros éléments et les agrégats micacés les plus petits, la taille des particules décroît d'est en ouest. Cette variation se manifeste aussi chez les nodules de quartz: les plus grossiers sont surtout associés aux faciès nettement conglomératiques.

A la lumière de ces faits, une polarité générale est-ouest semble donc se dégager dans la région occupée par les granulites et gneiss quartzo-feldspathiques massifs.

Les gneiss et granulites quartzo-feldspathiques lités occupent l'ensemble du massif du mont Gosford dans la pointe sud du canton de Woburn. Dans cette unité, le faciès le plus commun est représenté par une roche régulièrement litée, leucocrate et blanchâtre en surface d'altération. Les strates de 1 à 5 cm d'épaisseur sont bien définies, planaires ou affectées de plis souples très complexes qui résultent probablement de glissements par gravité synsédimentaires (slumping). La composition minéralogique de cette roche est comparable à celle des gneiss et granulites massives précédemment décrits. Toutefois, le pourcentage de phyllosilicates y est généralement plus faible (8 à 10%) et celui des feldspaths, plus élevé. Selon la classification de Gilbert, il s'agit donc de méta-arénite arkosique. Les fragments lithiques sont absents; seuls des nodules de quartz de petite taille (0.5 à 2 cm) apparaissent de façon éfractique. Dans les faciès plus quartziques (méta-arénites feldspathiques et quartzifères), la stratification devient plus épaisse (10 à 25 cm) et des niveaux très feldspathiques de 0.5 à 2 cm d'épaisseur délimitent les

strates. Un faciès plus massif, finement laminé, à texture parfois nettement gneissique, s'interstratifie dans cette séquence. Chlorite et/ou biotite ainsi que de grandes lamelles de muscovite constituent les minéraux de ces lamines dont l'origine sédimentaire ne peut être contestée lorsqu'en certains endroits nous observons des stratifications obliques. La présence, dans cette unité, de slumping et de quelques petites failles synsédimentaires attestent d'un milieu de sédimentation instable.

Une masse de métavolcanites felsiques recouvre une superficie d'environ 1 km<sup>2</sup> au nord-est du marécage Arnold dans le canton de Woburn. Il s'agit d'une roche massive à pâte gris-clair qui, en affleurement, laisse facilement voir de 5 à 15% de phénocristaux de quartz de 1 à 2 mm souvent regroupés en amas de 3 à 5 individus. Au microscope, ces phénocristaux de quartz sont anguleux à subanguleux, parfois subautomorphes, localement corrodés et bordés d'une auréole de surcroissance, en continuité optique avec le grain même. Ils baignent dans une mésostase feldspathique équi-granulaire finement grenue (50 µ), séricitisée (petites paillettes enchevêtrées nettement individualisées de 10 à 30 µ de long), dans laquelle flottent quelques phénocristaux (ou phénoblastes) de biotite livide en voie de chloritisation et 1 à 2% de grains de tourmaline verte, zonés (50 µ). Nous avons retenu une origine effusive pour cette roche que nous considérerons comme une métarhyolite quartzo-porphyrrique.

La bordure occidentale de la formation de la rivière Arnold a été déformée sur environ un kilomètre de large. Dans cette zone, la roche a développé une texture plus schisteuse; elle est brun rougeâtre à brun rouille, onctueuse au toucher et plus tendre.

Les gneiss et granulites quartzo-feldspathiques massifs passent alors à une mylonite quartzo-séricitique. Au microscope, la roche révèle

la présence d'agrégats, sphériques à ovoïdes, de grains de quartz baignant dans une matrice microcristalline séricitique. Les agrégats quartziques, dont la taille se situe entre 0.4 et 0.8 mm, présentent une texture granoblastique, localement de type polygonale; ils sont véritablement moulés dans un feutrage d'aiguilles flexueuses de séricite. Les feldspaths ont totalement disparu. La chlorite, peu abondante (5%), est intimement associée aux agrégats de quartz dans lesquels elle apparaît en petits cristaux allongés (10  $\mu$  à 50  $\mu$ ), bien individualisés et ne présentant pas de clivage. Quelques grains fracturés de zircon sont disséminés dans la matrice. Des hydroxydes de fer brun rougeâtre remplissent les nombreuses microfissures et se diffusent sur quelques dixièmes de millimètres de part et d'autre de celles-ci, le long des contacts entre les aiguilles de séricite.

Les mêmes modifications minéralogiques et texturales affectent le faciès granulitique lité. Sur le terrain, toutefois, la roche est nettement brunâtre, plus altérée et prend un aspect chaotique alors que des amas lamellaires de muscovite de quelque 0.5 à 1 cm de diamètre se développent sur des plans de schistosité grossièrement définis.

L'âge et la corrélation de la formation de la Rivière Arnold ont été l'objet d'une controverse soutenue. Marleau (1959, 1968) la considère pré-silurienne supérieure. Il la corrèle au "Complexe de Soubassement" de Boucot (1953) et pense même qu'elle est équivalente au groupe de Québec, d'âge cambro-ordovicien. Un âge similaire, ordovicien moyen, lui est attribué par Green et Guidotti (1968) et Harwood (1969, 1973). Ces derniers l'assimilent au membre de Magalloway de la for-

mation de Dixville dont elle ne serait qu'un lithofaciès métamorphisé au contact de l'intrusion granitique du lac aux Araignées. Boone et ses collègues (1970) englobent la formation de la Rivière Arnold dans le "Chain Lakes massif" (nouvelle terminologie utilisée pour désigner le "Complexe de Soubassement" de Boucot) et lui assignent provisoirement un âge précambrien. Les corrélations de Marleau et Boone nous semblent tout à fait justifiées. La lithologie de la formation de la Rivière Arnold est en tous points semblable à celle du "Chain Lakes massif" décrite par Boone (1970) et Boudette et Boone (1976). En outre, une corrélation étroite s'établit entre nos unités lithostratigraphiques et la séquence lithologique de Boudette et Boone (1976). Nous mettons ainsi en corrélation, d'une part, l'unité inférieure du "Chain Lake massif" avec l'unité granulitique quartzofeldspathique massive et, d'autre part, l'unité supérieure avec le faciès granulitique lité et les métavolcanites felsiques. De part sa situation géographique, la formation de la Rivière Arnold représente donc la terminaison sud-ouest du "Chain Lakes Massif" qui, aux confins de la province de Québec et de l'état du Maine, occupe un territoire orienté nord-est-sud-ouest, d'environ 50 km de long et 30 km de large.

Des datations isotopiques sur zircons, faites par Naylor *et al.* (1973), attribuent un âge précambrien à des gneiss granulitiques du "Chain Lakes massif" interprétés comme des métavolcanoclastites intermédiaires. Les résultats de ces datations indiquent un âge apparent supérieur à 950 millions d'années:  $U^{238}/Pb^{206}$ , 950 à 1040 m.a.;  $U^{235}/Pb^{207}$ , 1130 à 1200 m.a.;  $Pb^{207}/Pb^{206}$ , 1500 à 1510 m.a.

En conséquence, nous corrélons la formation de la rivière Arnold avec

le "Chain Lakes massif" et lui assignons un âge précambrien.

### Formation de Dixville

Le nom de formation de Dixville a été proposé par Green (1964) dans le quadrilatère d'Errol, New Hampshire pour désigner une série de schistes et phyllades noirs, de quartzites et d'amphibolites. Dans cette région, trois membres ont été définis; du plus vieux au plus jeune ce sont:

- le membre sédimentaire du Dixie Brook, composé de schistes et phyllades noirs;
- le membre métavolcanique du Clear Stream;
- le membre sédimentaire du Rice Mountain où des schistes gris argentés à noirs sont interlités avec des granulites quartziques et grenatifières (spessartite).

Dans les régions adjacentes au nord-ouest et à l'ouest, (région des lacs Connecticut et Parmachence et quadrilatères de Cupsuptic et d'Arnold Pond), la stratigraphie et la position stratigraphique variable des métavolcanites basiques ont obligé Green (1968) et Harwood (1969, 1973), qui ont cartographié ces régions, à ne plus considérer que deux unités lithostratigraphiques dans la formation de Dixville:

- le membre de Dixie Brook (Green, 1968), équivalent au membre des schistes ardoisiers de Harwood (1973) composé de phyllades pélitiques, grises à noires, graphitiques, dans lesquelles on rencontre des lentilles cartographiables de roches vertes, de quartzites et de gran-

wackes lithiques calcaireuses;

- le membre de Magalloway, défini comme une unité hétérogène constitué, à 90%, de grauwackes dans lesquelles s'interstratifient des schistes ardoisiers verts, gris violacé, ou noirs, des métavolcanites felsiques schisteuses vert clair, et quelques horizons mineurs de roches vertes.

En tout ou en partie, les lithologies de la formation de Dixville se poursuivent vers le nord-ouest au-delà de la frontière internationale, au sud de la région de Lac-Mégantic. Dès 1977, nous avons introduit le nom de cette formation dans la littérature géologique québécoise, plus particulièrement le membre de Magalloway (Chevé, 1977). Quelques précisions doivent toutefois être apportées quant à la nomenclature lithostratigraphique que nous utilisons, étant donné le contexte géologique local. Ainsi, dans le sud du Québec, la formation de Dixville a été divisée en deux unités lithologiques:

- le membre de Magalloway, tel que décrit lithologiquement par Green (1968) et Harwood (1973);
- les métavolcanites de la rivière Clinton qui, du sud-ouest du lac Mégantic jusqu'à la frontière internationale, constituent une entité nettement définie et continue sur plus de 15 km.

Le membre de Magalloway occupe dans la région de Lac-Mégantic deux secteurs bien distincts géographiquement: l'extrémité sud du canton de Woburn (région du marécage Arnold) et une étroite bande d'au plus 1.5 km de large qui, de la frontière internationale, se prolonge, vers le nord-est, sur une distance d'environ 12 km, jusqu'aux cantons de Chesham, Woburn et Clinton. Green (1968) a cartographié l'extension sud-

ouest de cette bande sur une distance d'environ 10 km.

Dans la région du marécage Arnold, le membre de Magalloway est représenté par des méta-grauwackes quartzifères à feldspathiques, verdâtres, chloriteuses, interstratifiées avec des métapélites gris moyen à verdâtres et des horizons de méta-argilites brun rougeâtre, souvent magnétiques, dans lesquelles on reconnaît de fines laminations quartziques rosées. Les différents faciès lithologiques présents, leur minéralogie et la présence, en quelques endroits, de schistes chloriteux d'origine volcanique probable font de cet ensemble une séquence de volcanoclastites épicycliques. En outre, dans cet assemblage à 80% sédimentaire, un cordon de métavolcanites mafiques verdâtres, de métadacites et/ou métarhyolites bréchiques gris verdâtre ceinture l'extrémité sud et sud-ouest de la formation de la rivière Arnold sur environ 8 km de long et 500 m de large. A la frontière, immédiatement au sud du marécage Arnold, affleure une séquence de métapélites noires, conglomératiques, qui, selon la cartographie de Harwood (1973), pourrait appartenir au membre du Dixie Brook. Vu que nous n'avons pas suffisamment de données, nous incluons ce faciès dans le membre de Magalloway.

A la limite des cantons de Chesham, Woburn et Clinton, la lithologie du membre de Magalloway est plus diversifiée, particulièrement dans l'extrémité nord-est (canton de Clinton). En effet, dans cette région, des roches pyroclastiques (tufs rhyolitiques porphyriques et tufs intermédiaires) sont interstratifiées avec des roches sédimentaires variées telles que schistes graphitiques, métapélites et métawackes grossiers à très grossiers, parfois conglomératiques. Les tufs qui représentent 25 à 30% de la séquence sont fréquemment minéralisés et peuvent contenir jusqu'à 10% de sulfures disséminés (pyrite surtout, pyrrhotine).

Cette minéralisation sulfurée est aussi très abondante dans les schistes graphitiques et les métapélites où elle se présente sous forme de phénoblastes cubiques de pyrite disséminés dans la roche ou sous forme de fines lamines (quelques dixièmes de millimètres) et lits peu épais (2 à 10 mm) de pyrrhotine massive. Au sud de la route Woburn-Notre-Dame-des-Bois (canton de Chesham), le faciès sédimentaire, moins varié (arénites et wackes à grains moyens à grossiers et localement des conglomérats), représente plus de 90% de la séquence où seuls apparaissent quelques horizons, de 1 m à 2 m d'épaisseur, de tufs felsiques microcristallins vert pâle. Dans cette zone, la minéralisation est peu abondante et ne se manifeste plus que par la présence de petites mouches millimétriques de pyrite, disséminées dans les métagrès. Les différences lithologiques entre le nord-ouest et le sud-est de cette région semblent indiquer une variation latérale de faciès. Cependant la présence probable de failles nord-ouest-sud-est pourrait être à l'origine de l'exposition en surface, de méta-sédiments initialement à des niveaux stratigraphiques différents.

Les métavolcanites de la rivière Clinton ont été divisées en deux unités à partir de critères lithologiques, stratigraphiques et magnétiques. Ainsi, l'unité I apparaît comme lithologiquement très diversifiée et de faible susceptibilité magnétique alors que l'unité II est plus homogène, surtout effusive et à susceptibilité magnétique élevée.

L'examen des carottes des nombreux forages implantés dans le canton de Clinton nous a permis d'établir une stratigraphie cohérente de l'unité I pour cette région. Suivre l'unité jusqu'à la frontière internationale au sud-ouest, nous a été difficile en raison de la disparité des affleurements dans les cantons de Woburn et Chesham. Tou-

tefois, la présence, sur la frontière même, d'une série presque continue d'affleurements de roches identiques à certains types rencontrés dans le canton de Clinton, ainsi que la faible susceptibilité magnétique de cet ensemble, justifient notre extrapolation. Dans l'unité I, la coupe lithostratigraphique simplifiée apparaît donc ainsi:

- une séquence de coulées de laves mafiques, massives à schisteuses, microporphyriques à gloméroporphyriques, dans laquelle s'interstratifient des horizons mineurs de pyroclastites mafiques;
- une séquence de pyroclastites mafiques à intermédiaires de granulométrie très variable (tufs fins à tufs à lapillis) où s'interstratifient quelques coulées de laves mafiques;
- une séquence épicyclastique, caractérisée par la présence de schistes rubanés et de niveaux mineurs de sédiments argilo-silteux brun rougeâtre, auxquels sont intimement liés des gîtes et indices sulfurés;
- une séquence de coulées de laves mafiques identiques à celles de la première séquence de cette unité.

Comme on le voit par cette coupe lithostratigraphique, les produits d'origine volcanique sont très variés. Les principaux types morphologiques sont les suivants:

- les coulées de lave avec structures en coussins;
- les coulées de lave massives;
- les coulées mixtes;
- les brèches hyaloclastiques de coulée;
- les pyroclastites;
- les épicyclastites et sédiments associés.

Même si, sur le terrain, il ne nous a pas été possible d'observer de véritables coulées de lave à structures en coussins, l'examen des

carottes de forage indiquent une nette prédominance de celles-ci sur les coulées de lave massives. Dans les carottes, les intersections de lave en coussins s'identifient aisément par une alternance assez régulière d'intersections massives, dont l'épaisseur atteint 10 cm à 50 cm, parfois même 1 m, et de bandes d'épidote jaune verdâtre de quelques centimètres d'épaisseur. Une étude macroscopique et microscopique détaillée nous permet de reconnaître toutes les caractéristiques zonales d'un pillow:

- une croûte chloriteuse de quelques millimètres d'épaisseur, dans laquelle apparaissent de rares microphénocristaux ou sphérulites de plagioclase. Cette croûte, très souvent limitée extérieurement par un film de minéraux opaques et de leucoxène, est l'équivalent altéré et métamorphisé de la croûte vitreuse originelle que nous n'avons pu observer qu'en de très rares occasions;
- une zone intermédiaire ou écorce, d'épaisseur variable (1 à 5 cm), qui, suivant la nature de la lave, peut être caractérisée par une concentration d'amygdales d'épidote et/ou de calcite et par le développement de sphérulites de plagioclase (la zone n'est pas toujours présente);
- un coeur, dont la taille est directement contrôlée par celle du pillow même, représente la lave la moins exposée à un refroidissement rapide. Les textures observées dans cette zone du pillow dépendent donc de sa taille, de la nature de la lave et du taux de refroidissement.

Une matrice hyaloclastique assure le plus souvent le lien entre les pillows. Le matériel hyaloclastique qui la compose résulte de l'émiettement de la croûte vitreuse par friction des pillows les uns contre les autres lors de l'écoulement en masse de la lave. Ces éclats vitreux, angulés, aux bords concavo-convexes, sont rapidement dévitrifiés et s'en-

tourent très fréquemment d'un film de minéraux opaques. Lors de l'épidotisation, même intense, l'empreinte de ce film d'opaque reste figée, permettant ainsi une identification sûre de la nature hyaloclastique des bandes jaune verdâtre qui séparent les pillows. Outre les fragments de verre épidotisés, cette matrice comprend des fragments de feldspaths, de sphérulites, et de fragments lithiques basiques, le tout étant cimenté par un assemblage microcristallin de quartz, chlorite et carbonate. Ce même matériel colmate ordinairement les triples jonctions entre les pillows.

Pétrographiquement, nous pouvons distinguer deux types de laves coussinées: un faciès phanéritique porphyrique à gloméroporphyrique et un faciès aphanitique microporphyrique.

Le faciès phanéritique porphyrique à gloméroporphyrique est de beaucoup le plus abondant. Il caractérise l'unité I des métavolcanites de la rivière Clinton puisqu'il apparaît sur la plupart des affleurements rencontrés dans la région frontalière des cantons de Woburn et Chesham. Les phénocristaux de plagioclase constituent 15 à 25% de la roche. Leur taille varie en moyenne de 2 à 3 mm; cependant, certains dépassent largement 5 mm et atteignent même 1 cm et plus. Au microscope, ces phénocristaux montrent localement une tendance à former des amas de quelques individus. Ils baignent dans une matrice pilotaxitique à fluidale où les lattes de plagioclases, de quelque 0.2 mm de longueur moyenne, laissent entre elles des espaces occupés par un assemblage de chlorite, biotite, epidote et leucoxène. Ce sont des phénocristaux intra-telluriques, comme en témoignent les prolongements dendritiques de certains d'entre eux lorsque des écorces de sphérulites de plagioclases se développent en bor-

de des pillows. Ce sont aussi des minéraux instables qui s'altèrent très facilement en agrégats de séricite, chlorite, biotite et épidote alors que la matrice n'est presque pas modifiée minéralogiquement ou texturalement.

Le faciès aphanitique microporphyrrique est représenté par une roche gris moyen à légèrement verdâtre qui, à l'examen microscopique, révèle la présence de microlites de feldspaths de 0.2 à 0.3 mm de long, logés dans une pâte feldspatho-quartzique microcristalline (20 à 30  $\mu$ ) à travers laquelle ressortent des lamelles et agrégats lamellaires de biotite de 0.1 à 0.2 mm. Une variation morphologique continue apparaît entre les microlites automorphes, en bâtonnets rectangulaires aux contours nettement définis, et les microlites hypidiomorphes odentelliformes, plus ou moins confondus avec la mésostase. Quelques gros phénocristaux trapus, de 0.8 mm à 1.2 mm, très dispersés, sont présents, de même que de petites amygdales sphériques d'épidote.

Les coulées de lave massives sont intercalées dans les coulées de lave à structures en coussins. Ce sont des roches sombres, d'un vert foncé très soutenu, dont le grain apparaît contrôlé, dans une certaine mesure, par l'épaisseur de la coulée. Les plus minces, qui n'ont que 2 à 3 m d'épaisseur, sont à grain fin alors que les plus épaisses qui, elles, peuvent atteindre 20 à 30, m ont un grain généralement plus grossier. L'examen microscopique révèle une texture intersertale porphyrique. De 5% à 15% de phénocristaux automorphes de feldspath, de 1 à 2 mm de long, auxquels s'ajoutent quelques cristaux d'actinote, baignent dans une matrice microcristalline intersertale où les bâtonnets de feldspath (0.1 à 0.2 mm) entrelacés laissent des interstices angulaires occupés par

l'actinote, la chlorite et/ou la biotite, la calcite, l'épidote et le leucoxène. Dans les variétés les plus finement grenues, où la taille et le pourcentage des phénocristaux de feldspaths restent inchangés, la matrice devient nettement pilotaxitique. L'épidotisation de ces roches est très variable. Dans les variétés les plus fraîches, l'épidote apparaît en petits granules, de 0.1 mm de diamètre, disséminés dans la mésostase et, surtout, remplit les amygdales qui, dans ces laves massives, sont fréquentes. Lors d'une épidotisation intense, les granules deviennent très abondants (près de 50% dans certains cas) et l'épidote est un pseudomorphe des phénocristaux de feldspath; la roche devient plus claire avec une teinte vert jaunâtre.

Les coulées mixtes. A l'examen des carottes de sondage, on constate qu'il se présente des coulées montrant une partie inférieure massive passant progressivement à des structures en coussins. Ce phénomène est devenu un cas classique dans la littérature depuis les travaux de Carlisle (1963) sur les pillow-lavas triassiques de l'île Quadra, en Colombie-Britannique. Il illustre bien le mécanisme de formation des pillows; ceux-ci se forment au sommet d'une coulée très fluide et se propagent vers le bas. Plusieurs concepts sont envisagés pour expliquer le mécanisme:

- concept de pente critique (Rittman, 1958; Tazieff, 1972): la pente topographique et la vitesse de la coulée contrôlent le bourgeonnement des pillows; ce dernier n'est possible que si cette "pente critique" est constamment dépassée. Dès que la pente s'adoucit, le bourgeonnement s'arrête, donnant naissance à ces coulées mixtes.
- concept rhéologique (Côté et Dimroth, 1976): les laves ne se comportent pas comme un fluide newtonien idéal; un approvisionnement continu

de lave fraîche est nécessaire à leur écoulement le long des pentes. Aussi, ce dernier s'arrête dès que l'approvisionnement cesse. La lave en écoulement est donc soumise à des contraintes de compression et non de tension comme dans le cas d'un fluide newtonien. Ces contraintes génèrent des plans de cisaillement le long desquels l'eau peut pénétrer per descendum et provoquer la formation de pillows imbriqués. Dans cette situation, le développement des pillows peut se faire sur des reliefs faibles tant et aussi longtemps que l'approvisionnement en lave fraîche se fera.

Les brèches hyaloclastiques de coulée d'épaisseur très variable (quelques mètres à quelques dizaines de mètres), surmontent les coulées de lave mixtes et coussinées. Elles résultent de la fragmentation et de l'émiettement consécutif de la croûte externe vitreuse des pillows pendant l'écoulement en masse de la lave; ces fragments s'accumulent sur le dos de la coulée et sont transportés par cette dernière lors de son écoulement. Au cours de ce déplacement, les pillows situés au sommet de la coulée sont soumis à des frictions et des chocs continuels et peuvent, soit se détacher en entier de la coulée, soit se briser. Carlisle (1963) est ainsi amené à distinguer:

- les brèches hyaloclastiques de coulée à coussins isolés: des pillows entiers sont logés dans une matrice hyaloclastique semblable à celle qui entoure les pillows jointifs des coulées de laves à structure en coussins. Les pillows sont nettement séparés les uns des autres; leur morphologie et leur taille sont très variables. Un des meilleurs spécimens déservés dans notre

région se situe à proximité du gisement "E" de la mine Clinton. En affleurement, les coussins sont lobés, amiboïdes, très étirés (0.5 à 1 m de long, 10 à 15 cm d'épaisseur maximum) et présentent souvent des extrémités effilochées qui se perdent dans la matrice. Leur morphologie suggère un état très plastique lors de leur mise en place; elle peut évoquer des injections de lave dans la carapace de matériel hyaloclastique gorgé d'eau, non encore consolidé. La présence d'une foliation de la matrice qui moule très bien les formes des coussins est probablement à mettre en relation avec la compaction tardi-syngénétique de l'ensemble.

- les brèches hyaloclastiques de coulée à coussins fragmentés: des fragments anguleux ou subanguleux de pillows sont noyés dans la matrice hyaloclastique. Leur taille peut atteindre 10 à 15 cm. Outre ces fragments anguleux, dans les sections étudiées, la présence de fragments aux formes courbes, sans cassure, allongés et parfois effilochés aux extrémités, montre que tous les morceaux n'étaient pas complètement refroidis au moment de leur incorporation au matériel hyaloclastique; certains pouvaient même être encore déformés plastiquement. Un matériel bréchique semblable occupe les triples jonctions et constitue les "noeuds" d'épidote des coulées de lave à structures en coussins.

Même si, théoriquement, les bordures des pillows isolés des brèches hyaloclastiques montrent une croûte et une écorce identiques à celles des pillows jointifs des laves, la distinction entre les deux types de brèche de coulée n'est pas toujours possible dans les carottes de sondage. En effet, dans les brèches à coussins fragmentés, certains fragments

peuvent atteindre des épaisseurs comparables à celles d'un pillow isolé et, d'autre part, leur bordure est souvent le siège de réactions diagénétiques qui conduisent, mégascopiquement, à une zonalité similaire, en apparence, à la zonalité des pillows. Dans de telles conditions, la prudence rend préférable l'utilisation du terme général de brèche hyaloclastique de coulée, sans autre précision.

Les pyroclastites sont très variées, tant dans leurs structures et textures que dans la composition des fragments et de la matrice. Certaines apparaissent nettement laminées, rubanées ou litées, d'autres plutôt massives à faiblement schisteuses. Les éléments volcanoclastiques sont représentés par des fragments de feldspaths, des fragments de verre séricitisé, chloritisé ou épidotisé, des granules sphériques épidotisées, des fragments lithiques volcaniques exhibant encore la texture de la roche originelle ou recristallisés en une masse microcristalline quartzofeldspathique à texture granoblastique isométrique. Selon la granulométrie de ces fragments, les pyroclastites seront appelées des tufs fins, des tufs grossiers ou des tufs à lapilli. La matrice est dominée par un assemblage lépidoblastique de minéraux phylliteux (chlorite, biotite et parfois séricite) dans lequel s'individualisent des agrégats lenticulaires ou des lamines discontinues de quartz microcristallin à texture granoblastique équigranulaire. La calcite accompagne souvent ces ségrégations quartziques. L'épidote est commune; elle se présente en microgranules disséminés dans la matrice, en agrégats granulaires ou en phénoblastes hypidiomorphes, de 0.1 à 0.2 mm, dont certains sont des pseudomorphes des feldspaths clastiques.

Les épicastites et les métasédiments associés ont rarement été observés en affleurement; nous les connaissons surtout par les forages implantés dans les cantons de Clinton et Marston.

Les épicastites sont rubanées. Elles sont constituées par une alternance de lits leucocrates quartzeux et de lits essentiellement phylliteux. Ce rubanement correspond à la schistosité régionale et au litage comme l'indiquent, d'une part leur attitude parallèle au litage des roches sédimentaires sus-jacentes et, d'autre part, la présence de nombreux plissements syngénétiques (slumping) et quelques granoclassesments. L'examen microscopique des lits leucocrates, dont l'épaisseur varie entre 0.5 cm à 2 cm, montre qu'ils sont constitués de grains de quartz isométriques, de 0.1 mm à 0.2 mm, auxquels s'ajoutent des quantités mineures de calcite et quelques lamelles de minéraux phylliteux (séricite, chlorite, biotite). Les lits phylliteux, plus épais (2 à 10 cm), présentent une texture lépidoblastique où les phyllosilicates ne laissent que peu de place au quartz et aux feldspaths. Des granules de leucoxène et des minéraux opaques lamellaires s'allongent suivant la schistosité. Suivant la nature des phyllosilicates, leurs proportions relatives et l'abondance des lits quartzeux, ces épicastites sont des chloritoschistes ( $\pm$  biotite), des quartz-chloritoschistes ( $\pm$  biotite), des quartz-chlorito-séricitoschistes et des quartz-séricitoschistes. La distribution de ces roches ne semble pas aléatoire puisqu'il est fréquent d'observer des séquences montrant une succession des lithologies dans l'ordre précédemment mentionné. D'autre part, ces roches sont souvent les hôtes d'une minéralisation pyriteuse disséminée qui, systématiquement, se concentre dans les lits quartzeux. Ces lits quartzeux correspondent sans doute à des cherts recristallisés qui, vraisemblablement, ont une origine chimique. En effet,

aucun élément clastique ou vestige de test d'organisme siliceux n'a été observé ; par contre, les nombreux slumpings, la présence de carbonates et, en quelques endroits, de barytine, l'étroite association d'une minéralisation pyriteuse, suggèrent une précipitation chimique de la silice dans un environnement volcanique.

Deux niveaux sédimentaires ont été observés dans cet environnement volcano-sédimentaire: l'un d'eux coiffe le sommet du gisement "O" de la mine Clinton, l'autre affleure sur les lots 6 et 7 du rang IV du canton de Woburn.

Dans le premier cas, le niveau a été reconnu par forage; il s'étend en surface sur plus de 200 m et plonge à 70° nord-ouest sur quelque 150 m; sa puissance est de 2 à 3 m. Stratigraphiquement, nous pouvons identifier deux lithologies:

- une métapélite verte foliée contenant à sa base des lentilles de jaspe;
- une métapélite brune à rougeâtre, massive au sommet.

Au microscope, la métapélite verte montre un feutrage lépidoblastique de biotite dont les interstices sont occupés par des grains de quartz xénomorphes, isométriques à lamellaires. Des cristaux automorphes de grenat, des granules d'épidote et des grains automorphes de magnétite saupoudrent cet assemblage quartzo-biotitique. La métapélite brune à rougeâtre montre sensiblement la même minéralogie, en des proportions différentes. Les phyllosilicates dessinent un feutrage beaucoup plus lâche où s'associent biotite, séricite et, accessoirement, chlorite. Quelques grains de plagioclase accompagnent le quartz dans la trame phylliteuse. Les cristaux de grenat deviennent beaucoup plus petits (5 à 10  $\mu$ )

et plus abondants (10 à 15%); simultanément, le pourcentage des grains de magnétite augmente légèrement (5 à 8%).

Le niveau sédimentaire du canton de Woburn affleure sur environ 6 m d'épaisseur; son extension latérale n'a pu être suivie en dehors de l'affleurement. La succession lithologique est comparable à celle du gisement "O", soit:

- un "horizon" de quartzite jaspéroïde rougeâtre, d'environ 50 cm d'épaisseur;
- une métapélite foliée rougeâtre, puis violacée, d'environ 1.5 m de puissance, passant progressivement à la lithologie suivante;
- un schiste ardoisier gris moyen à foncé, exposé sur 4 m d'épaisseur.

L'unité II des métavolcanites de la rivière Clinton est lithologiquement plus uniforme, étant représentée par des laves et, accessoirement, des brèches hyaloclastiques de coulée, le tout coiffé par un horizon de métasédiments ferromanganésifères.

La structure dominante des roches volcaniques est une structure coussinée qui adopte plusieurs aspects. La structure fuselée est la plus commune; elle se caractérise par le développement de masses étirées, de 50 cm à 2 m de long, 20 à 50 cm d'épaisseur, qui, nettement pincées aux extrémités, s'allongent parallèlement à la schistosité régionale. Les masses fuselées sont jointives, séparées les unes des autres par un joint chlorito-épidotique schisteux de quelques centimètres d'épaisseur. Cette morphologie est la combinaison probable d'un aplatissement syngénétique, dû à l'étalement du pillow par gravité et à la charge lithostatique des

pillows sus-jacents, et d'un aplatissement et allongement dus aux déformations tectoniques comme en témoigne le développement d'une schistosité plus ou moins pénétrative. Les structures ellipsoïdale et amiboïde apparaissent en de nombreuses localités. Cette morphologie rend hasardeuse toute détermination de polarité car, sur un même affleurement, à quelques mètres de distance, il n'est pas rare de faire des observations contradictoires. Dans ces empilements, les coussins, dont le grand axe varie de 25 cm à 1 m, sont très serrés les uns contre les autres et seule, une mince bande de 2 à 5 cm d'épaisseur de matériel hyaloclastique épidotisé jaune verdâtre, apparaît à la périphérie. Les interstices aux triples jonctions sont souvent occupés par un matériel identique, bréchique ou par des cherts blanchâtres ou rouges (jaspe). Quelle que soit la morphologie des coussins, le coeur est souvent occupé par des agrégats d'épidote intimement fracturés et, occasionnellement, par un agrégat de quartz laiteux ou une géode tapissée de quartz.

A l'oeil nu, ces roches, d'un vert plus ou moins foncé, sont à grain fin. L'examen microscopique révèle une paragénèse à albite, actinote, épidote avec des quantités mineures de biotite, chlorite, quartz et calcite. Les ferromagnésiens représentent 50 à 70% des minéraux présents dans la roche. L'actinote, pléochroïque, vert bleu à vert jaunâtre clair, est la phase principale; elle apparaît le plus fréquemment en plages aciculaires, de 0.1 à 0.3 mm, liées entre elles par un pont de biotite verte et, accessoirement, de chlorite. Dans une lame mince, nous avons pu observer des clinopyroxènes (augite) primaires partiellement ouralitisés qui, en bordure, s'entourent d'actinote et de chlorite. L'albite a généralement perdu sa morphologie primaire. Elle forme des plages limpides, irrégulières, interstitielles ou a été réduite en grains isométriques.

En quelques occasions, la continuité optique de certaines plages permet d'évaluer la taille des cristaux primaires ou de mettre en évidence la présence de phénocristaux. Une relation directe existe entre cette taille et le grain actuel de la roche, donné par les plages aciculaires d'actinote. L'épidote (pistachite) faiblement pléochroïque, incolore à jaunâtre, est abondante (10 à 15%); lorsque son développement devient plus intense, elle confère à la roche une teinte vert jaunâtre. Les minéraux opaques et les granules de leucoxène révèlent la texture schisteuse; dans certaines lames, ils sont très abondants (10% environ). Les minéraux secondaires sont la calcite, le quartz et le sphène.

Les laves peuvent aussi adopter une structure rubanée. Celle-ci se développe surtout dans une roche à grain fin à très fin, gris verdâtre à gris bleuté, très magnétique. Le rubanement résulte de l'alternance de bandes de laves de quelques centimètres à une dizaine de centimètres d'épaisseur et de lits plus restreints (quelques millimètres à un centimètre) de matériel quartzo-épidotique ou quartzo-chloriteux, microcristallin. L'examen microscopique de la lave indique la présence de microlites hypidiomorphes corrodés de plagioclases logés dans une matrice microcristalline feldspathique. Quelques rares phénocristaux (0.6 mm à 1.2 mm) automorphes de plagioclases sont disséminés à travers cette roche. Du quartz microcristallin s'associe à la matrice feldspathique. Les ferromagnésiens (30% à 40%) sont surtout représentés par l'actinote, en petits agrégats aciculaires de 0.2 mm de long, à laquelle s'adjoignent des amas lamellaires de biotite et, accessoirement, de chlorite. L'épidote est rare. Les minéraux opaques sont très abondants (10% environ); ils se présentent en granules très fins (10 à 20  $\mu$ ), parfois cubiques, disséminés dans l'ensemble de la roche ou en trainées parallèles à la schistosité.

Ces minéraux opaques ont aussi une nette tendance à se concentrer en bordure des bandes de lave.

Les métasédiments ferromanganésifères ont été identifiés en affleurement, à l'est des métavolcanites de la rivière Clinton, sur la ligne des cantons de Clinton et Woburn. A l'ouest, les nombreux forages des cantons de Clinton et Marston ont permis de mettre en évidence la continuité de cet horizon sur plus de 5 km de long. Dans les deux cas, sa position stratigraphique au-dessus des métavolcanites a pu être déterminée par la présence de granoclasses, de chenaux et de relations de schistosité-litage. Les affleurements à l'est des métavolcanites consistent en schistes ardoisiers magnétiques très fissiles, brun rougeâtre à rougeâtres, dans lesquels s'individualisent des lits d'épaisseur variable (2 mm à 2 cm), souvent plissotés (slumping), de quartzite jaspéroïde rosé. A l'ouest, la roche est plus massive en raison du métamorphisme de contact de l'intrusion granitique du lac aux Araignées; les lits quartziques et leurs slumpings sont toutefois toujours aussi caractéristiques. L'épaisseur de cet horizon de métasédiments ferromanganésifères varie de quelques centimètres à 5 m environ. Au microscope, les lits leucocrates jaspéroïdes sont composés essentiellement de quartz microcristallin présentant une texture granoblastique équi-granulaire, saupoudré d'une très fine pigmentation grenatifère (grenats d'environ 10  $\mu$ ) qui confère à ces lits leur coloration rosée caractéristique. De la calcite est parfois intimement associée au quartz et des phénoblastes d'actinote se développent dans quelques lits. Les minéraux opaques cubiques se concentrent aux limites des lits, en une traînée continue. Une texture granoblastique équi-granulaire caractérise encore les lits plus sombres. L'association minéralogique est plus variée et consiste en un assemblage de quartz,

biotite, minéraux opaques, chlorite, actinote, calcite et grenat. La coloration de ces lits dépend donc essentiellement du rapport quartz-ferromagnésiens. Les minéraux opaques (magnétite) sont généralement disséminés. Les grenats, toujours très fins, sont peu abondants.

Les roches qui, dans notre région, font partie de la formation de Dixville peuvent être suivies au-delà de la frontière internationale dans les quadrilatères de Arnold Pond, Moose Bog, Cupsuptic et Second Lake.

Trois sites fossilifères, dont un situé à moins de 7 km au sud du marécage Arnold, ont permis d'attribuer un âge ordovicien moyen au membre des schistes ardoisiers de Harwood (1973), membre équivalent, rappelons-le, au Dixie Brook de Green (1968). Cet âge est basé sur la découverte de fragments de Protospongia et d'un assemblage de graptolites indicateurs de la zone à Climacograptus bicornis (Harwood et Berry, 1967). Un âge ordovicien moyen est aussi assigné au membre de Magalloway en raison de corrélations avec des roches semblables qui contiennent des brachiopodes ordoviciens près de Sommerset Junction. D'autre part, des fragments recristallisés de coraux des espèces Cystihalisites et Favosites, caractéristiques du Lodlow (Silurien supérieur), ont été identifiés dans des lentilles de calcaire gréseux qui, d'après Green (1968), seraient au-dessus du membre de Magalloway.

#### FORMATION DE SEBOOMOOK

La formation de Seboomook occupe dans la région de Lac-Mégantic

une zone d'environ 3.5 km qui, sur environ 40 km, s'allonge dans une direction générale N25°E. La partie exposée au Québec est coupée, approximativement en son milieu, par le granite du lac aux Araignées.

La région cartographiée ne couvre que l'extrémité méridionale de la fraction québécoise de la formation de Seboomook (partie au sud-ouest du granite du lac aux Araignées).

La formation consiste en phyllades et schistes ardoisiers gris moyen à gris foncé, présentant une bonne fissilité et alternant régulièrement avec des phyllades silteuses ou des grès fins à moyens, aux tons de gris plus clairs. La schistosité, quoique bien développée (clivage ardoisier), n'oblitére pas le litage original des sédiments. Les lits, fins et réguliers (0.5 à 5 cm) sont dominés par la composante argileuse. Quelques granoclasses peuvent être observés dans les lits silto-gréseux. Au nord-est de l'intrusion granitique, le litage est très fin (1 à 5 mm) et la roche adopte une structure varvée.

#### FORMATION DE COMPTON

Dans la région étudiée, la formation de Compton se confine à un triangle d'environ 45 km<sup>2</sup> au sud-est de La Patrie.

La formation sédimentaire de Compton est essentiellement représentée par des sédiments silto-argileux gris foncé à noirs, caractérisés par la présence d'une fine pigmentation gris clair en cassure fraîche est brun rouille en surface d'altération (origine carbonatée probable). Occasionnellement, des lits, de 5 à 10 cm d'épaisseur, de métagrauwackes et de grès fins s'interstratifient ou alternent régulièrement dans ces schistes ardoisiers très fissiles et friables qui se débitent en plaquettes

planes et régulières de 1 à 2 mm. Ils sont, en outre, parfois les palosomes de grains isolés de quartz et de feldspaths de 0.5 à 3 mm et de lentilles gréseuses de 1 à 2 cm d'épaisseur et 2 à 10 cm de long, allongées parallèlement à la schistosité.

#### FORMATION DE FRONTENAC

La formation de Frontenac recouvre la plus grande partie du territoire cartographié au cours des étés 1974, 1976 et 1977. Elle forme une bande nord-est sud-ouest, d'environ 15 km de large et 85 km de long.

Lithologiquement nous pouvons la diviser en quatre grandes unités:

- des grès fins massifs, carbonatés;
- des sédiments silto-gréseux, métagrauwackes et des schistes ardoisiers;
- des lentilles de roches volcaniques: les métavolcanites de St-Jean-Vianney-Chartierville;
- des filons-couches gabbroïques.

Les grès fins carbonatés, gris moyen en cassure fraîche, gris brunâtre en surface d'altération, s'appuient à l'est sur les métavolcanites de la rivière Clinton. Ils constituent au sud-ouest un horizon continu de 1.5 à 3 km d'épaisseur qui, graduellement, passe, au nord-est, à des sédiments silto-gréseux, souvent carbonatés, interstratifiés de schistes ardoisiers.

En affleurement, la roche est généralement massive (plus de 80% de la roche exposée). Ce faciès massif est présent sur des sections

de 5 à 8 m d'épaisseur, entrecoupées de zones où alternent des niveaux massifs de 30 à 50 cm et des niveaux schisteux de 20 à 30 cm, niveaux caractérisés par des veines de quartz intensément plissotées. Les contacts entre les deux faciès sont généralement nets mais irréguliers et ondulants; en certains endroits, ils peuvent être granuels.

En lame mince, le grès est constitué d'un assemblage de quartz (50 à 60%), de plagioclases (10 à 15%) et de calcite (10 à 15%) où les grains inégaux (50  $\mu$  à 200  $\mu$ ) dessinent une texture granoblastique. Les phyllosilicates: séricite (15%), biotite brun verdâtre (3%) et chlorite (1%), sont intimement associés les uns aux autres; ils se présentent en petites baguettes isolées (50 à 100  $\mu$  par 5 à 15  $\mu$ ) ou en petits amas linéaires d'extension limitée (0.5 à 1 mm) qui, par leur orientation planaire préférentielle, confèrent à la roche sa schistosité. Quelques grains de zircon, de leucoxène et de tourmaline ont aussi été identifiés.

Les métasédiments silto-gréseux, métagrauwackes et schistes ardoisiers forment l'essentiel de la formation de Frontenac et s'interstratifient avec les métavolcanites et les filons-couches gabbroïques. La structure de ces roches et, plus particulièrement, des métasédiments silto-gréseux, varie quelque peu. Une lamination parallèle millimétrique y est fréquemment observée; elle résulte de l'alternance d'horizons riches en matériel quartzo-feldspathique et d'horizons mineurs, sombres, micacés (séricite surtout, biotite,  $\pm$  chlorite) de quelque 0.1 à 0.3 mm d'épaisseur. Un autre faciès fréquemment rencontré consiste en une interstratification relativement régulière de siltstone et de schiste argileux avec quelques strates de grès fins de 3 à 50 cm d'épaisseur. Les lits

silteux ont en moyenne de 3 à 5 cm, pouvant atteindre occasionnellement 10 cm. Le matériel argileux n'excède que très rarement 2 cm d'épaisseur et, globalement, sur les affleurements, ne représente pas plus que 20% des surfaces exposées. Les lits de grès ne montrent aucune structure sédimentaire. Quelle que soit leur nature lithologique, ces roches sont très fissiles et se débitent en plaquettes planes et régulières de 1 à 5 mm d'épaisseur.

Les métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville se composent d'une série de lentilles de longueur et d'épaisseur variables, se disposant en deux bandes subparallèles, sur un peu plus de 50 km, dans une direction nord-est sud-ouest. La bande orientale se caractérise par de petites lentilles discontinues de 300 m à 400 m d'épaisseur maximale. La bande occidentale s'allonge de façon plus continue sur plus de 50 km et atteint une épaisseur moyenne de 1000 m à 1200 m.

Par leur structure et leur texture, ces métavolcanites s'apparentent beaucoup à celles de l'unité II des métavolcanites de la rivière Clinton. A l'exception de la bande orientale, ce sont aussi des roches dont la susceptibilité magnétique est très élevée.

Le débit en coussins est la structure dominante. Les coussins de taille variable (20 cm à 1 m de diamètre) sont enrobés d'une bordure hyaloclastique jaune verdâtre épidotisée. La composante volcanoclastique, quoique limitée en affleurement, y est présente: schistes chloriteux finement laminés, hyaloclastites. Les profils magnétiques en dents de scie au-dessus des lentilles, résultent probablement de la présence de ces niveaux volcanoclastiques (hyaloclastites, pyroclastites et/ou épicyclastites). Mégascopiquement, ce sont des roches vertes, à grain fin,

massives à schisteuses. Une paragénoise à albite, actinote, épidote avec des quantités mineures de séricite, chlorite, quartz et leucoxène caractérise ces roches. La texture primaire intersertale et les lacis de plagioclases apparaissent encore dans les faciès les plus grenus et les plus massifs.

Les filons-couches gabbroïques s'interstratifient dans les roches sédimentaires et beaucoup plus rarement dans les roches volcaniques de la formation de Frontenac. Ils se concentrent en une zone d'environ 3 km de large entre l'horizon de grès fins carbonatés et la bande orientale des métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville. Cette concentration est maximale au sud de Notre-Dame-des-Bois où les filons-couches ont de 25 m à 500 m de puissance. Lorsqu'ils ont été observés, leurs contacts avec les roches encaissantes sont nettement concordants; en un endroit, nous avons pu observer une zone bréchique concordante de 3 cm d'épaisseur dans les métasédiments encaissants.

Pétrographiquement nous reconnaissons trois faciès:

- un faciès grenu à grain moyen, massif, homogène et à texture intersertale à subophitique;
- un faciès gloméroporphyrique ophitique à subophitique qui, en affleurement, présente un aspect granuleux caractéristique (granules de ferromagnésiens en relief, de 0.5 à 2 cm de diamètre);
- un faciès schisteux peu développé, limité, semble-t-il, plus spécifiquement aux bordures de certains filons-couches

La roche est vert foncé, à grain moyen et massive (exception faite, bien sûr, du faciès schisteux). Au microscope, elle montre une tex-

ture intersertale à subophitique, caractérisée par l'enchevêtrement des plagioclases (50 à 65%) qui laissent entre eux des espaces occupés par l'actinote (15 à 30%), la chlorite (10%) l'épidote (5-15%) et le quartz (traces). Dans le faciès gloméroporphyrique, une texture subophitique à ophitique est observée dans les plages d'actinote; ailleurs, la texture intersertale prévaut. Les plagioclases automorphes sont trapus (0.4 à 0.8 mm par 0.2 à 0.4 mm) et très fréquemment altérés en un agrégat de séricite, chlorite, épidote et, accessoirement, calcite. L'actinote dessine des plages fibreuses circonscrites, de 0.5 à 0.8 mm. Des reliques de clinopyroxène sur certaines plages d'actinote indiquent que ce minéral et la chlorite qui lui est intimement associée sont des minéraux de néoformation qui se calquent plus ou moins bien sur le pyroxène initial. Dans certains échantillons, l'orientation des minéraux opaques et des granules de leucoxène induisent une légère foliation dans la roche.

La concentration de ces filons-couches dans un niveau bien spécifique nous incite actuellement à penser qu'ils sont génétiquement reliés aux métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville.

### LES ROCHES IGNEES

A l'exception des filons-couches de gabbro que nous avons rattachés à la formation de Fronténac, nous distinguons:

- des serpentinites;
- le complexe gabbro-dioritique de la montagne de Marbre;
- l'intrusion du lac aux Araignées;
- les dykes basiques.

### Les serpentinites

Les serpentinites définissent une demi-douzaine de masses dans le membre de Magalloway des cantons de Chesham et Woburn.

En affleurement, les serpentinites sont vert foncé, massives à schisteuses, présentent une patine gris clair à blanchâtre et sont parcourues par un réseau de surfaces de glissement anastomosés dans lesquelles s'alignent des grains de magnétite. Quelques veines de chrysotile à fibres transversales de 0.5 à 1 cm ont été observées; elles sont rares et très dispersées. Les contacts entre ces masses et les roches encaissantes sont visibles en quelques endroits; un seul de ces contacts présente une zone de métasomatisme, caractérisée par le développement d'un talc-schiste sur 1 à 2 m d'épaisseur.

En lame mince, la roche est entièrement constituée par un feuillage de lamelles d'antigorite avec des quantités mineures de carbonate, talc et magnétite. Dans certains cas, les lamelles d'antigorite définissent, par leur enchevêtrement et leur taille, des plages circonscrites subrectangulaires qui pourraient indiquer une pseudomorphose de pyroxènes.

Si aucune faille n'a pu être mise en évidence, directement sur le terrain, ces masses serpentinitiques semblent toutefois étroitement associées à de telles structures. En effet, dans le canton de Chesham, ces masses sont situées au coeur d'une structure anticlinale majeure et s'orientent nord-est-sud-ouest le long d'alignements, nettement identifiables sur les photos aériennes de cette région. Une zone de cisaillement a pu être associée à l'un de ces alignements. Dans le sud du canton de Woburn, les masses de serpentinite ceinturent l'extrémité sud-ouest de la formation de la rivière Arnold dans ce qui pourrait être une zone

de faille de chevauchement.

Dans la région de Lac-Mégantic, les relations d'intrusion des serpentinites avec la formation de Dixville indiquent qu'elles sont, au plus, d'âge ordovicien moyen. Harwood (1973) rapporte leur présence en enclaves dans le granite dévonien de Seven Ponds qui est en continuité avec le granite du lac aux Araignées. Un âge ordovicien supérieur semble donc compatible avec ces données.

#### Le complexe gabbro-dioritique de la montagne de Marbre

Ce complexe particulièrement bien exposé dans la falaise abrupte du versant sud de la montagne de Marbre s'allonge conformément à la structure régionale, sur plus de 7 km, à partir de la frontière internationale.

Le faciès le plus commun consiste en une roche gris verdâtre, massive, à grain moyen, hétérogène quant au pourcentage de ferromagnésiens qu'elle contient, soit de 15 à 50%. Au microscope, la roche présente une texture hypidiomorphe équigranulaire dans laquelle on reconnaît hornblende (30 à 50%), plagioclases (40 à 60%), quartz (10%) et des produits d'altération tels qu'épidote, séricite, chlorite, leucoxène et minéraux opaques. Les cristaux de hornblende sont zonés, brun verdâtre au centre, vert franc en périphérie et atteignent 0.5 à 1.5 mm. Les plagioclases hypidiomorphes sont intensément damouritisés et recouverts d'un fin enchevêtrement de séricite et de granules d'épidote. Du quartz xénomorphe en grains de 50 à 100  $\mu$ , occupe les interstices de cet assemblage feldspatho-amphibolique.

Une brèche d'intrusion à éléments dioritiques anguleux, de 5 à

25 cm, cimentés par un matériel leucocrate de composition granodioritique, se rencontre en quelques endroits, plus particulièrement dans l'extrémité nord-est.

Enfin de nombreux niveaux felsiques, probablement sous forme de filons-couches, s'interstratifient parallèlement les uns aux autres, dans le complexe. D'une puissance de 30 cm à 2-3 m, ils montrent des contacts, très nets et légèrement ondulants, avec le matériel gabbro-dioritique. La roche qui les compose est gris clair à rosée, massive, phanéritique, à grain fin et possède une cassure esquilleuse subconchoïdale.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont les encaissants de quelques filons-couches et/ou dykes qui, génétiquement, semblent associés au complexe de la montagne de Marbre. Leur extension vers le nord-est dépasse largement leur zone d'affleurement puisque nous les retrouvons dans les nombreux forages du canton de Clinton, particulièrement dans la zone "F".

#### L'intrusion granitique du lac aux Araignées

Centrée approximativement sur le lac aux Araignées, l'intrusion recoupe les roches des formations de la rivière Arnold, de Dixville, de Seboomook et de Frontenac dans lesquelles elle a développé une auréole de métamorphisme cartographiable sur une largeur d'environ 1.5 km. Les parties nord, nord-ouest et ouest de cette intrusion ont été cartographiées jusqu'à présent.

Macroscopiquement, il s'agit d'une roche gris clair, massive et grenue à grain moyen (1.5 mm à 3 mm) dans laquelle on peut reconnaître quartz (15 à 20%), plagioclases (70 à 75%), biotite (10%) et, accessoirement,

du sphène. L'examen microscopique révèle une texture hypidiomorphe grenue. Quatre-vingt pourcent (80%) des feldspaths sont des plagioclases zonés affectés par un début de damouritisation. Les orthoclases sont surtout du microcline, accessoirement de l'orthose. La biotite brune à verte montre localement des phénomènes de chloritisation. Les minéraux accessoires sont la muscovite, la chlorite, le sphène et quelques grains d'épidote.

Des enclaves de matériel riche en ferromagnésiens, gris moyen à gris foncé, au contact graduel avec la roche granitique, apparaissent dans l'intrusion. Leur taille varie beaucoup, quelques centimètres à 50 cm. Ce sont probablement les reliques d'enclaves de roches sédimentaires partiellement digérées. Elles sont présentes à proximité des contacts comme à l'intérieur de la masse proprement dite.

Le contact avec les roches encaissantes est très net et très sinueux. La région située à l'ouest de Woburn en est un excellent exemple: le moindre accident topographique se répercute sur le tracé du contact. La nature du contact entre granite et roches sédimentaires a pu être observée sur quelques affleurements. Le passage entre les deux types de roche est très brusque: quelques strates de roches sédimentaires se prolongent en enclaves dans le granite, du matériel granitique remplit quelques fractures ou s'injecte le long des plans de stratification. Cependant, dans un cas comme dans l'autre, sur les affleurements visités, l'extension de ces phénomènes est limitée, ne dépassant jamais plus de deux mètres. Dans la même région, nous avons pu déterminer, sur quelques affleurements, le pendage du contact de l'intrusif, soit 50 à 55° nord-ouest. Ces données corroborent celles enregistrées à partir

des forages des rangs I et II du canton de Marston. Ainsi, la partie exposée du granite du lac aux Araignées apparaît comme la zone apicale, à peine dégagée, d'une intrusion. Outre les évidences signalées plus haut, mentionnons aussi la présence de quelques apophyses granitiques dans la région de Piopolis, de lentilles de granulites quartzo-feldspathiques dans la région du poste frontalier de Woburn et la profonde avancée de la formation de la rivière Arnold au sud-est du lac aux Araignées. La géomorphologie est un autre argument favorable à cette hypothèse puisque la région occupée par les roches granitiques constitue une dépression dans laquelle se concentrent les plus grandes zones marécageuses de la région: la rivière aux Araignées, le lac aux Araignées et le cour inférieur de la rivière Arnold.

#### Les dykes basiques

Des dykes basiques peu épais (25 à 30 cm, occasionnellement 1 m) recoupent tous les autres types de roche de la région. Ce sont des roches sombres, massives, magnétiques, phanéritiques à grain fin qui, dans les bordures, deviennent aphanitiques avec parfois une teinte rougeâtre. Certains de ces dykes sont porphyriques et montrent des phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de magnétite.

## METAMORPHISME

### METAMORPHISME REGIONAL

Toutes les roches sédimentaires et ignées, à l'exception du granite du lac aux Araignées et des dykes basiques, ont subi un métamorphisme régional faible et ont atteint le faciès des schistes verts (zone de la biotite).

Les lames minces de roches sédimentaires des différentes formations observées jusqu'à présent, mettent en évidence la présence de fines plaquettes microscopiques de biotite. Jamais, cependant, la biotite n'a été trouvée en phénoblastes. Séricite et chlorite sont les autres phyllosilicates de la roche. Les variations quantitatives de ces minéraux et d'autres minéraux tels que quartz, feldspaths et calcite dépendent de la composition chimique primaire des sédiments.

Les associations minéralogiques des roches volcaniques reflètent le même degré de métamorphisme. Dans les roches basiques, les associations albite-chlorite-épidote et albite-chlorite-actinote-épidote sont caractéristiques. Des quantités mineures et variables de quartz, biotite, séricite, calcite et sphène-leucoxène complètent la paragenèse. Mégascopiquement, la présence quasi constante de l'épidote confère à la roche une très fine pigmentation jaune verdâtre. Les roches plus felsiques, plus schisteuses dans l'ensemble, sont, elles, caractérisées par une association quartz-séricite-albite avec des quantités mineures d'épidote, chlorite et microcline.

## METAMORPHISME DE CONTACT

Lors de sa mise en place, l'intrusion granitique du lac aux Araignées a développé à sa périphérie une importante auréole de métamorphisme de contact (environ 1.5 km de large), laquelle se reconnaît, sur le terrain, à certains minéraux caractéristiques dans les roches encaissantes: présence de phénoblastes de cordiérite dans les roches sédimentaires argileuses, développement de hornblende plus ou moins aciculaire dans les roches volcaniques mafiques et apparition de grenat et andalousite dans les granulites quartzo-feldspathiques de la formation de la rivière Arnold. Ainsi, les limites de l'auréole de métamorphisme, telles que représentées sur la carte géologique qui accompagne le présent rapport, correspondent approximativement à la limite externe du faciès des cornéennes à hornblende.

Les schistes à cordiérite sont parmi les roches les plus spectaculaires de la région. Ces roches argilacées schisteuses contiennent de nombreux phénoblastes de cordiérite gris, de taille importante (2 à 15 mm). En surface d'altération, ces cristaux font saillie et donnent à la roche un aspect granulé. Leur apparition respecte le litage de la roche; ils sont d'autant plus abondants que les lits sont originellement argileux. Au microscope, les cristaux de cordiérite sont très altérés et pseudomorphosés par un assemblage micacé de séricite et de biotite. Ces micas s'orientent parallèlement à la schistosité et laissent entre eux quelques reliques de cordiérite; la continuité optique de ces reliques permet de circonscrire le grain originel.

Les lits silto-gréseux et les quartzites impures alternant avec les schistes ardoisiers et les phyllades montrent aussi des évidences de métamorphisme de contact. Ils prennent une coloration gris rosé caractéristique qui résulte de la formation de lamelles microscopiques de biotite brune.

Les métavolcanites mafiques ont été transformées en amphibolites massives, gris verdâtre foncé, à grain fin, caractérisées par leur texture nématoblastique dûe à l'agencement des aiguilles de hornblende. Au microscope, la hornblende est pléochroïque, vert foncé à vert jaune clair. Elle se présente en agrégats étirés de 0.5 à 1.5 mm ou en petits cristaux isolés, losangiques, de 20 à 30  $\mu$ , qui baignent dans une matrice quartzo-feldspathique granoblastique équigranulaire. Quelques lamelles de biotite et des traînées de leucoxène et minéraux opaques s'associent à la hornblende. Mégascopiquement, sur le terrain, le passage entre les métavolcanites du faciès des schistes verts et les amphibolites est graduel.

Les gneiss et granulites quartzo-feldspathiques de la formation de la rivière Arnold ont aussi été affectés par le métamorphisme de contact de l'intrusion granitique. Mégascopiquement, les effets de ce métamorphisme sont assez subtils et ne sont perçus que par l'apparition de minéraux indicateurs tels que grenat et surtout andalousite. L'andalousite apparaît en bâtonnets automorphes rose pâle, enchevêtrés, de 0.2 à 1 cm, faciles à identifier sur les surfaces altérées, pratiquement invisibles en cassures fraîches. De la sillimanite fibreuse a pu être observée au microscope, dans la zone immédiate du contact et dans les enclaves. Simultanément, la biotite, verte dans l'ensemble de la formation, devient brune à brun-rouge.

## GEOLOGIE STRUCTURALE

### STRUCTURES MINEURES

La schistosité est l'élément structural dominant dans les roches tant sédimentaires que volcaniques. Trois générations ont été reconnues.

La première schistosité,  $S_1$ , est une schistosité de flux. Elle affecte toute la région quelle que soit la compétence des roches et se développe dans une direction nord-est-sud-ouest avec un pendage prononcé vers le sud-est ou le nord-ouest. Dans le secteur de Notre-Dame-des-Bois - Chartierville, deux maxima très rapprochés apparaissent sur le canevas de Schmidt. Le maximum le plus intense est relié à une schistosité de direction  $N-35^{\circ}E$  et un pendage de  $78^{\circ}SE$ , l'autre correspond à une direction  $218^{\circ}$  et un pendage de  $83^{\circ}NW$ . Cette schistosité  $S_1$  s'est développée parallèlement à la stratification  $S_0$  ou sous angle faible avec celle-ci.

La seconde schistosité,  $S_2$ , est une schistosité de fracture ou de pli-fracture. Elle aussi, affecte toute la région mais elle est beaucoup moins pénétrative que  $S_1$  et ne se manifeste clairement que dans les roches les plus incompetentes. Pour cette raison, ne l'avons-nous observée que dans les métasédiments pélitiques des formations de Compton et de Frontenac. Son attitude est  $210^{\circ}$  environ avec un pendage sub-vertical à  $80^{\circ}NW$ .

La schistosité  $S_3$  se développe localement dans les schistes ardoisiers seulement. Il s'agit d'une schistosité de fracture peu pénétrative, sub-verticale, orientée est-ouest.

Microplis, linéations et occasionnellement kink-bands sont

d'autres structures mineures qui témoignent d'une intense déformation des roches de la région. Les granoclassesments et les stratifications obliques observées sur quelques affleurements ont été les principales sources d'information sur la polarité des couches.

L'ensemble de ces structures mineures, dans une région aussi intensément déformée que l'est la région de Lac-Mégantic, permet tout au plus d'étudier des structures locales. Ces structures ont une portée limitée dans l'interprétation des structures majeures régionales.

### STRUCTURES MAJEURES

#### Les plis

Harwood (1969) a supposé une structure anticlinale majeure — anticlinal de Second Lake — au centre d'une bande étroite de roches vertes, de grauwackes et de schistes ardoisiers qui s'étend du nord du New-Hampshire au sud-ouest du Québec. Trois critères retiennent l'attention de cet auteur pour établir cette structure anticlinale (Harwood, 1973, p. 66):

- 1) les roches de l'anticlinal sont sous-jacentes à des schistes ardoisiers rougeâtres et verts, d'âge silurien supérieur probable;
- 2) elles sont continues avec la formation de Dixville au sud-ouest;
- 3) elles sont injectées par des intrusions de serpentinite; or, dans les Appalaches du nord, les serpentinites ne sont intrusives que les roches de l'Ordovicien moyen ou dans des roches plus vieilles.

Des schistes ardoisiers et des métasédiments rougeâtres, ferromanganésifères, magnétiques, viennent directement confirmer l'extension de l'anticlinal de Second Lake dans la région de Lac-Mégantic. En effet, cet horizon de métasédiments ferromanganésifères est en contact avec les métavolcanites de la rivière Clinton, tant à l'est qu'à l'ouest. D'autre part, sa position stratigraphique au-dessus des métavolcanites a pu être établie à partir de structures sédimentaires (granoclassement, chenaux) et de relations schistosité-litage.

Toutefois, la structure anticlinale de Second Lake n'est pas une structure simple. Sur le flanc ouest, les roches sédimentaires du Frontenac avancent profondément dans l'empilement volcanique et présentent une étroite structure synclinale dans le canton de Clinton. Dans le canton de Marston, un petit anticlinal très serré, dans les métavolcanites, a aussi pu être établi au niveau du gisement "A".

Les métavolcanites de la rivière Clinton présentent donc une structure de type anticlinorium affectée de plis secondaires très serrés.

La structure des roches de la formation de Frontenac fait l'objet d'une controverse soutenue depuis les premiers travaux de cartographie géologique dans notre région. Une structure anticlinale a longtemps retenu l'attention des géologues (Logan, 1849-52; Ellis, 1887; McGerrigle, 1934; Lord, 1938). L'âge assigné à ces roches et des corrélations à longues distances ont été les arguments déterminants dans la formulation de cette structure.

Marleau (1959, 1968), suivi en cela par Green (1968), favorise une structure synclinale (synclinorium de Frontenac). Ceux-ci s'appuient sur les évidences suivantes:

- présence de deux horizons de roches volcaniques pétrographiquement semblables;
- les roches volcaniques ne sont pas aussi plissotées que les roches sédimentaires adjacentes;
- les polarités données par les pillows montrent que l'horizon ouest fait face à l'est alors que l'horizon est fait face à l'ouest;
- la formation de Frontenac passe graduellement au Compton, à l'ouest et au Seboomook, à l'est;
- une symétrie régionale s'est développée dans la distribution des principaux types de roche; un membre métasédimentaire dans la zone axiale est suivi de chaque côté par des métavolcanites mafiques puis des métasédiments clastiques (formations de Compton et de Seboomook).

Objectivement, nous ne pouvons, à ce stade de notre étude, prendre position dans ce débat. Toutefois, même si les arguments de Marleau et Green sont les mieux établis, quelques remarques doivent être faites, suite à nos travaux de terrain.

- 1) Les métavolcanites de la rivière Clinton qui, pour Marleau, constituent une partie du membre volcanique de la formation de Frontenac, ne peuvent être considérées comme une séquence homoclinale puisqu'une structure anticlinale a pu être clairement établie: l'anticlinorium de Second Lake;
- 2) Les métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville ne constituent pas un horizon unique vu qu'elles sont faites de deux bandes sub-parallèles. La bande orientale se caractérise par de petites lentilles discontinues de 300 à 400 m d'épaisseur maximale.

La bande occidentale s'allonge de façon plus continue et atteint une épaisseur moyenne de 1000 à 1200 m. En outre, ces deux bandes n'ont pas la même susceptibilité magnétique: la bande ouest est très magnétique et apparaît clairement sur les cartes aéromagnétiques; la bande est ne l'est pas;

- 3) Les roches volcaniques peuvent être aussi plissées que les roches sédimentaires; les métavolcanites de la rivière Clinton montrent, dans le canton de Clinton, que des plis très serrés peuvent se développer dans ces roches. La présence, dans les métavolcanites de St-Jean-Vianney - Chartierville, de telles structures est suggérée en plusieurs endroits: au sud-est de Lac-Mégantic, à l'ouest de Piopolis et à l'est de Notre-Dame-des-Bois;
- 4) Dans un style tectonique plissé comme semble l'être celui de la formation de Frontenac, l'établissement d'une structure synclinale majeure, à partir d'une douzaine de polarités de coussinets échelonnées, sur plus de 70 km, dans des horizons de roches volcaniques, distants de 5 à 6 km, est hasardeux;
- 5) Nos travaux de terrain semblent confirmer le passage graduel entre la formation de Frontenac et les formations de Compton et de Seboomook. Cependant, nous devons préciser que ce "contact" se fait le plus souvent dans des régions où la densité des affleurements est faible;
- 6) La symétrie régionale ne peut être réfutée; cependant, cet argument pourrait aussi être invoqué par les partisans d'une structure anticlinale.

### Les failles

Les observations de terrain mettant en évidence une tectonique cassante sont peu nombreuses. Quelques zones de cisaillement ont été observées dans la vallée supérieure de la rivière Clinton, dans des affleurements sur la rive droite de la rivière Clinton et dans le lit de la rivière Bergeron. Deux d'entre elles montrent des stries avec un angle de chute de  $90^{\circ}$ , sur des plans de faille orientés  $200^{\circ}$  et inclinés à environ  $70^{\circ}$  au nord-ouest.

L'examen des photographies aériennes apporte quelques renseignements sur la tectonique discontinue de la région, plus particulièrement sur celle de la vallée de la rivière Clinton. Un réseau constitué par l'agencement de trois systèmes d'alignement apparaît clairement; ces systèmes contrôlent le réseau hydrographique.

Le plus important, de direction N- $25^{\circ}$ E, se manifeste par trois alignements parallèles dont l'un (alignement central) correspond à une zone de cisaillement avec stries de glissement observées sur le terrain. Une deuxième zone de cisaillement observée sur le terrain se situe sur le prolongement de cet alignement. Le synclinal serré affectant les roches sédimentaires qui pénètrent profondément dans les roches volcaniques, se situe lui aussi dans son prolongement.

Le style de déformations continues au nord-est semble donc évoluer, au sud-ouest, vers un style discontinu, cassant. La localisation des intrusions de serpentinites semble aussi contrôlée par ce système puisque deux d'entre elles se situent le long de l'alignement le plus à l'ouest.

Le deuxième système d'alignements, de direction  $115^{\circ}$ , se déve-

loppe à un degré moindre, se concentrant essentiellement au sud du canton de Clinton. Aucune évidence directe de terrain ne vient appuyer un tel système de failles ou de fractures.

Le troisième système d'alignements, est-ouest, s'observe de la frontière internationale à l'intrusion granitique du lac aux Araignées. Dans la vallée supérieure de la rivière Clinton, il contrôle les petits décrochements est-ouest de la rivière. Aucune évidence de terrain ne vient confirmer ou réfuter sa présence dans cette région. Le cours inférieur de la rivière Bergeron, au contraire, établit hors de tout doute, la présence d'une zone de faille est-ouest. Trois faits de terrain viennent à l'appui de cette affirmation:

- le contact métavolcanites-roches sédimentaires du Frontenac, très bien exposé dans le lit de la rivière, montre un décrochement avec un rejet sénestre longitudinal de 75 cm;
- un système de fractures  $100^{\circ}$ , subverticales ou inclinées vers le sud-ouest, se développe de façon intensive dans le lit inférieur du cours d'eau. Quelques-unes de ces fractures sont remplies de dykes de diabase.
- deux affleurements situés de part et d'autre de la rivière Bergeron mettent en évidence des décrochements de failles, lesquels confirment le rejet sénestre mentionné précédemment.

## GEOLOGIE ECONOMIQUE

Eveillé par les placers surifères, l'intérêt porté à la région s'est orienté depuis 1950 vers les gisements de cuivre. Ces travaux ont porté fruit puisque dans les cantons de Clinton et Marston, ils ont conduit à la découverte de petits dépôts sulfurés stratiformes que nous désignerons dans le présent rapport par gisements et indices minéralisés de la rivière Clinton.

### LES GISEMENTS ET INDICES MINERALISES DE LA RIVIERE CLINTON

Géologiquement situés au sommet de l'unité I des métavolcanites de la rivière Clinton, ces gîtes et indices se distribuent conformément à la structure des roches encaissantes, sur une distance d'environ sept kilomètres. Ils sont orientés nord-est-sud-ouest avec un pendage de 70<sup>0</sup>, environ, au nord-ouest.

Cinq gisements, les gisements "A", "C", "E", "F" et "O" et deux indices, les zones "B" et "D", qui assurent la continuité entre les gisements "A" et "C" et "C" et "E" respectivement, ont été identifiés jusqu'à présent. Les réserves estimées, pour l'ensemble des cinq gisements, sont de 1.8 millions de tonnes de minerai d'une teneur de 2.02% de cuivre et 1.54% de zinc, incluant une dilution de 20% (rapport annuel du Groupe Minier Sullivan, 1973). Plomb, or et argent sont également présents. Le gisements "O", le plus riche (2.41% Cu, 1.84% Zn et 0.7 onces d'argent à la tonne), a été exploité pendant 18 mois, de 1973 à 1975.

Le gisement "0", de 115 m de longueur environ, plonge à  $70^{\circ}$  vers le nord-ouest sur une distance de quelque 130 m; il a une épaisseur moyenne de 4 m. Il est associé à une séquence de volcanoclastites, plus particulièrement des épicastites. Une séquence lithologique ressemblant à celle des gisements de la région de Weedon, est associée à ce gisement. Stratigraphiquement, nous trouvons de bas en haut:

- des quartz-chloritoschistes;
- des roches siliceuses massives (métarhyolites?) et des quartz-séricitoschistes. Une minéralisation de sulfures disséminés (pyrite et accessoirement chalcopryrite) se localise dans les plans de schistosité et les fractures de ces roches;
- des sulfures massifs rubanés;
- des méta-argilites, rougeâtres à violacées, ferrugineuses, contenant, à la base, des lentilles de jaspé;
- des chloritoschistes et des métavolcanites effusives basiques.

La paragenèse des sulfures massifs montre une association de pyrite, chalcopryrite (tétraédrite), blende et galène. La pyrite, en cristaux subautomorphes à arrondis, est cimentée par la chalcopryrite, la blende et la tétraédrite. La galène participe parfois à l'association minéralogique du ciment; on la retrouve aussi en inclusions dans la pyrite. La gangue, lorsqu'elle devient importante (plus de 30%), est généralement composée de quartz recristallisé; on note alors la présence de grains de barytine. Des gangues feldspathiques et feldspatho-quartziques, dans lesquelles se dispersent des lamelles de séricite et des grains de carbonate, sont aussi observées. On n'a pu déterminer

de zonalité ni dans la minéralogie, ni dans la composition (G. Genois, J.P. Cloutier, communications personnelles); toutefois, comme nous avons pu l'observer au deuxième niveau de la mine Clinton, les sulfures sont rubanés. Le rubanement, très distinct, se manifeste par une variation dans la minéralogie du ciment des grains de pyrite (chalcopyrite et blende) et par l'abondance de ceux-ci. Il est parallèle au contact des épontes et à la structure des roches encaissantes et met en évidence la présence de quelques plissements mineurs (plis serrés ou ouverts) à l'extrémité sud-ouest de l'amas. C'est aussi dans cette zone que se trouvent généralement des fragments plissés de méta-argilite.

Le gisement "E" est le plus petit des cinq dépôts de sulfures massifs de la région: 120 m de long, 90 m de hauteur le long du pendage et 1.8 m d'épaisseur moyenne.

La stratigraphie de l'enveloppe s'établit ainsi:

- laves mafiques: environ 65 m;
- conglomérat volcanique polymicte: 1.5 m à 5 m;
- sulfures massifs: 1.8 m;
- épicastites laminées chloriteuses, dans lesquelles s'interstratifient des coulées de laves mafiques rubanées: 10 m;
- sédiments ferromanganésifères: 2 m à 3 m.

La paragenèse, semblable à celle du gisement "O", est caractérisée par l'association pyrite- chalcopyrite- blende- galène- pyrrhotine. Galène et pyrrhotine sont des phases mineures qui, le plus souvent, apparaissent en inclusions dans les cristaux idiomorphes à arrondis de pyrite. Dans la zone d'altération superficielle, de la covelline apparaît dans les

fractures de la chalcopryrite et de la pyrite. La gangue se compose surtout de séricite flexueuse, de quartz et de barytine; occasionnellement, on trouve de la biotite et quelques grains d'épidote.

La zone massive du gisement "C" mesure en moyenne 4 m d'épaisseur; elle s'allonge sur environ 100 m et varie en profondeur de 110 m à 140 m.

La séquence stratigraphique montre les lithologies suivantes:

- des épicrostites rubanées (quartz-chlorito-séricitoschistes, quartz-chloritoschistes), sur une épaisseur d'au moins 50 m. Des zones à minéralisation disséminée de pyrite (10% à 30%) se développent dans ce faciès. La pyrite se concentre dans les lits de quartz où elle apparaît en grains isolés cubiques de 0.2 mm à 0.5 mm ou en agrégats de cristaux hypidiomorphes de 1 à 2 mm de diamètre;
- des sulfures massifs: 4 m;
- des laves mafiques gris verdâtre à gris bleuté, très magnétiques: 5 m à 15 m;
- des chloritoschistes: 5 à 15 m;
- des sédiments ferromanganésifères: 0 à 1 m;
- des métasédiments de la formation de Frontenac.

La minéralogie des sulfures massifs est simple: pyrite (65% à 80% des sulfures), pyrrhotine, chalcopryrite, blende et galène. La pyrite est en cristaux idiomorphes à arrondis, cimentés par la chalcopryrite, la blende et, accessoirement, la galène. La pyrrhotine ne se retrouve qu'en inclusions dans la pyrite.

Le gisement "A", situé à la limite des cantons de Clinton et Marston, s'allonge en surface sur environ 180 m et plonge à  $65^{\circ}$  vers le nord-ouest sur un peu plus de 300 m; il a une épaisseur moyenne de 1.5 m. Il offre la double particularité d'être situé dans l'auréole de métamorphisme de contact et d'être confiné dans une structure anticlinale très serrée qui n'excède pas 40 m de largeur.

Lithologiquement, la zone de sulfures massifs est associée à un quartz-chloritoschiste ( $\pm$  biotite) rubané, de part et d'autre duquel nous trouvons des métavolcanites mafiques massives à rubanées, très magnétiques, suivies d'un horizon continu de sédiments ferromanganésifères d'environ 3 m d'épaisseur.

En raison de leur environnement tectonique particulier, les sulfures massifs offrent une minéralogie et des textures qui sont propres au gisement. La pyrite est toujours la phase sulfurée la plus importante. Elle se présente en grains hypidiomorphes, allongés parallèlement à la schistosité (0.2 mm à 1 mm) ou en agrégats cristallins dans lesquels s'est développée une texture en mosaïque polygonale. Chalcopyrite et blende présentent différents habitus: remplissage des interstices triangulaires laissés libres aux triples jonctions des grains de pyrite, film très fin aux contacts des grains de pyrite, inclusions subsphériques dans la pyrite; le développement de plages importantes (supérieures à 0.5 mm de diamètre) est rare. La pyrrhotine se rencontre surtout en inclusions dans la pyrite; cependant, dans certains cas, elle peut constituer une phase sulfurée majeure aux dépens de la pyrite. Galène et arsénopyrite sont des minéraux accessoires.

Plusieurs évidences témoignent de déformations post-minéralisation à mettre en relation avec l'intrusion granitique; ce sont:

- le développement local de textures cataclastiques dans tous les minéraux;
- l'apparition de lamelles d'exsolution dans la pyrrhotine et la chalcoppyrite; certaines d'entre elles sont en zig-zag;
- le développement, dans la chalcoppyrite, de kink-bands parfois accompagnés de lignes de glissement.

Le gisement "F", isolé des quatre autres gîtes, se situe à la limite des cantons de Clinton et Woburn. La minéralisation massive présente une forme tabulaire de 0.3 m à 1.5 m d'épaisseur, conforme à la stratification et à la schistosité régionale. Aucun horizon repère ou critère de polarité permettant d'établir une séquence stratigraphique, n'a été observé. L'enveloppe du gisement "F" apparaît donc ainsi comme une séquence homoclinale (?) qui, d'est en ouest, expose les lithologies suivantes:

- des chloritoschistes (au moins 15 m) dont les 5 derniers mètres contiennent la zone minéralisée;
- des laves mafiques rubanées: 10 m environ;
- des épyclastites rubanées (chloritoschistes et quartz-chloritoschistes) sur environ 100 m d'épaisseur;
- des métavolcanites mafiques glomérophyriques, massives à schisteuses: au moins 30 m.

Trois constituants majeurs forment la portion massive du gisement: pyrite, chalcoppyrite et blende. La pyrite se présente en grains hypidiomorphes soudés entre eux par la chalcoppyrite et/ou la blende. Lorsque ces deux derniers minéraux prédominent, ils ont tendance à se différen-

cier pour former de fines laminations de 1 à 2 mm d'épaisseur. Galène et tétraèdrite sont des minéraux accessoires; la covelline est secondaire; son développement se limite à la bordure de quelques grains de chalcopryrite.

Les deux gisements "A" et "C" sont au même niveau stratigraphique. Un horizon de sulfures massifs presque continu les relie (zones "B" et "BC") et se prolonge, sur le flanc est d'une structure synclinale, vers le gisement "E"; son épaisseur varie de quelques centimètres à un mètre. Une coupe de cet horizon est visible en affleurement dans les falaises qui bordent la rivière Bergeron, quelque 50 m à l'est du contact métavolcanites-métasédiments. Le gisement "E" semble, lui aussi, au même niveau stratigraphique; en effet, comme dans le cas des gisements "A" et "C", la zone de sulfures massifs n'est distante que d'une dizaine de mètres du niveau repère que constituent les métasédiments rougeâtres laminés ferromanganésifères. Les positions stratigraphiques des gîtes "O" et "F" sont plus difficiles à établir. Si nous ne pouvons affirmer catégoriquement qu'ils sont au même niveau que les autres, les événements qui leur ont donné naissance s'inscrivent toutefois dans le même cycle d'activité volcanique.

La plupart des caractéristiques fondamentales des gîtes volcanogènes sont présentes dans les gisements de la rivière Clinton: aspect stratiforme, association avec des cherts ou des formations de fer, zones de sulfures disséminés, minéralogie des sulfures massifs et de la gangue. Un certain nombre n'existent pas, sont mal définies ou n'ont pas encore été observées. Ainsi, les niveaux siliceux sont très restreints; la

plupart des gisements n'en montrent même pas du tout. La zonalité minéralogique n'est observée que localement; elle apparaît surtout comme un phénomène fortuit. Les zones de sulfures disséminés présentent des extensions limitées, étroitement associées aux sulfures massifs; aucune cheminée d'altération véritable n'a été observée.

Les différences qui existent entre les gisements de la rivière Clinton doivent être mises en relation avec la distance entre le centre d'émission des fluides minéralisateurs et leur lieu de précipitation. Sous cet aspect, le gisement "O" apparaît nettement de type proximal alors que les autres indices et gisements présentent un faciès distal probablement contrôlé par la topographie sous-marine.

#### LES PLACERS AURIFERES

La recherche de placers aurifères est à l'origine des premiers travaux géologiques dans la région de Lac-Mégantic (Ells, 1887; Chalmers, 1897; Dresser, 1908; McGerrigle, 1934). La plupart des vallées ont ainsi été prospectées. Dans la région qui nous intéresse, les indices les plus importants ont été signalés aux endroits suivants:

- le confluent du ruisseau Morin et de la rivière Arnold;
- le cours inférieur du ruisseau Mining sur les 3 km précédant sa confluence avec la rivière Ditton.
- la rivière Ditton, de l'embouchure du ruisseau Mining à la route de Petit-Canada;
- la rivière aux Saumons, 800 m en amont de la route de Petit-Canada;

- la rivière aux Saumons, 800 m à l'est de la ligne entre les comtés de Compton et de Frontenac.

L'hypothèse d'une origine filonienne locale de cet or alluvionnaire est la plus courante; elle est essentiellement basée sur la présence de fragments de quartz dans les placers aurifères (McGerrigle, 1934).

Le lecteur trouvera, dans la documentation mentionnée plus haut, des renseignements plus précis sur la distribution, le mode de gisement, la nature et la source possible de l'or alluvionnaire.

#### L'AMIANTE

Le potentiel économique des roches ultramafiques a été évalué par quelques compagnies minières. Les travaux ont surtout porté sur les masses situées sur la frontière internationale, à l'est du Saddle Hill et, à l'est du marécage Arnold, dans le canton de Woburn. Quelques fibres obliques et transversales (maximum de 1 cm) ont été observées. Jusqu'à présent, on ne semble pas avoir donné suite à ces travaux.

REFERENCES

Albee, A.L., et Boudette, E.L., 1972.

Geology of the Attean quadrangle, Somerset County, Maine: U.S. Geol. Survey. 1297, 110 p.

Boucot, A.J., 1953.

The Lower Devonian Rocks of West-Central Maine. Thèse de Doctorat, Harvard University, 135 p.

Boudette, E.L., et Boone, G.M., 1976.

Pre-Silurian Stratigraphic Succession in Central Western Maine; in Page, L.R. (ed.), Contributions to the stratigraphy of New England; Geol. Soc. Amer. Memoir 148, pp. 79-95.

Boone, G.M., Boudette, E.L., et Moench, R.H., 1970.

Bedrock geology of the Rangeley Lakes - Dead River basin region, western Maine, in Boone, G.M., ed., New England Intercollegiate Geol. Conf. guidebook for field trips in the Rangeley Lakes - Dead River basin region, western Maine: Augusta, M., Kennebec Jour. Press, pp. 1-24.

Chalmers, R., 1897.

Surface geology and Auriferous Deposits of Southeastern Quebec. Geol. Surv. Canada, Ann. Rept. 10, Pt. J.

Chevé, S.R., 1975.

Etude stratigraphique, tectonique, volcanologique et métallogénique de la région de Lac Mégantic. Min. Rich. Nat. Québec, DP-305, 31 p.

Chevé, S.R., 1977.

Région de Notre-Dame-des-Bois - Chartierville. Min. Rich. Nat., Québec, DPV-512, 13 p.

Côté, R., et Dimroth, E., 1976.

Flow direction of Archean basalts determined from imbricated pillow breccias. New Jahrbuch der Mineralogie, Monastshefte, Jahrgang 1976, pp. 97-109.

Dresser, J.A., 1903.

Les roches cuprifères des townships de l'Est, Québec. Com. Géol. Canada, Rapt. Somm., pp. 166A-170A.

Dresser, J.A., 1908.

Rapport sur une découverte récente d'or près du lac Mégantic, Québec. Com. Geol. Canada, Publ. 1032.

Ells, R.W., 1887.

Rapport sur la géologie d'une portion des Cantons de l'Est se rattachant tout particulièrement aux comtés de Compton, Stanstead, Brôme, Richmond et Wolfe. Com. Geol. Canada, Rapt Ann., 1886.

Goodwin, W.M., 1933.

The Ditton Gold Placers of Southeastern Quebec, Can. Min. Jour., Nov. 1933, pp. 417-420.

Green, J.C., 1968.

Geology of the Connecticut Lakes-Parmachenees Area, New Hampshire and Maine. Bull. Geol. Soc. Am., vol 79, pp. 1601-1638.

Green, J.C., et Guidotti, C.V., 1968.

The Boundary Mountains anticlinorium in northern New Hampshire and northwestern Maine; in Zen, E-an, White, W.S., Hadley, J.B., and Thompson, J.B., Jr., eds., Studies of Appalachian geology - northern and maritime: New York, Intersi. Publishers, pp. 255-266.

Harwood, D.S., 1969.

The Second Lake anticline, a major structure of the northwest limite of the Boundary Mountains anticlinorium, northern New Hampshire, west-central Maine, and adjacent Quebec. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 650-D pp. D106-D115.

Harwood, D.S., 1973.

Bedrock geology of the Cupsuptic and Arnold Pond quadrangles, west-central Maine: U.S. Geol. Survey Bull. 1346, 90 p.

Hatch, N.L., Jr., 1963.

The geology of the Dixville quadrangle, New Hampshire: New Hampshire Dept. Resources and Econ. Devel. Bull. 1, 81 p.

Hunt, T.S., 1854.

On some of the Crystalline Limestone of North America. Am. J. Sci., 2nd Series, Vol 18, pp. 193-200.

Logan, W.E., 1849-1852.

Rapport de Progrès pour l'année 1849-50. Com. Geol. Can.

Lord, C.S., 1938.

Feuille de Mégantic, Moitié ouest, comté de Frontenac, Québec. Com. Geol. Can., Carte 379A.

Marleau, R.A., 1959.

Age Relations in the Lake Megantic Range, Southern Quebec. Geol. Assoc. Canada Proc., vol 11, pp. 129-139.

Marleau, R.A., 1968.

Région de Woburn-Mégantic-est-Armstrong, Comtés de Frontenac et de Beauce, Min. Rich. Nat. Québec, R.G. 131, 60 p.

McGerrigle, H.W., 1934.

Région du Mont Mégantic, sud-est de Québec, et ses placers aurifères.

Min. des Mines, Québec, Rapt Ann. Partie D.

Naylor, R.S., Boone, G.M., Boudette, E.L., Ashenden, D.D., et Robinson,  
P. 1973.

Pre-Ordovician rocks in the Bronson Hill and Boundary Mountains anticlinoria, New England, U.S.A. (Abs); Am. Geophys. Union Trans. vol. 54  
p. 495.

Rittman, A., 1958.

Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici. Boll. Acc. Gioenia, S. 4, vol 4, pp. 311-317.

Shilts, W.W., 1973.

Glacial Dispersal of Rocks, Minerals, and Trace Elements in Wisconsinian Till, Southeastern Quebec, Canada. Geol. Soc. Amer.,  
Memoir 136, pp. 189-219.

Tazieff, H., 1972.

About deep-sea volcanism. Geol. Rolsch., vol 57, pp. 955-966.

Wettmiller, R.J., 1975.

The Quebec-Maine Border Earthquake, 15 June 1973. Can. J. Earth Sci.,  
vol 12, 1917-1928.